

NEOGEN UND QUARTÄR  
DER  
INSEL CHIOS (ÄGÄIS)

Inaugural-Dissertation  
zur  
Erlangung der Doktorwürde des  
Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)  
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von  
HORST BESENECKER  
aus Neuendettelsau

BERLIN 1973



Digitized by the Internet Archive  
in 2026

NEOGEN UND QUARTÄR  
DER  
INSEL CHIOS (ÄGÄIS)

Inaugural-Dissertation  
zur  
Erlangung der Doktorwürde des  
Fachbereiches 24 (Geowissenschaften)  
der Freien Universität Berlin

vorgelegt von  
HORST BESENECKER  
aus Neuendettelsau

BERLIN 1973



I. Referent: Prof. Dr. V. JACOBESHAGEN

II. Referent: Prof. Dr. K. REUTTER

Tag der mündlichen Prüfung: 12. Februar 1973

Tag der Promotion: 14. Februar 1973

## Inhalt

### Seite

|                                                     |    |
|-----------------------------------------------------|----|
| Kurzfassung                                         | 4  |
| Vorwort                                             | 7  |
| I. E I N L E I T U N G                              | 9  |
| 1. Geographischer Überblick                         | 9  |
| 2. Erforschungsgeschichte                           | 11 |
| 3. Überblick über die vorneogenen<br>Gesteinsserien | 13 |
| II. S T R A T I G R A P H I E                       | 14 |
| A) Die Ablagerungen des Neogens                     | 15 |
| 1. Neogen-Gebiet von Südost-Chios                   | 17 |
| a) Thymiana-Schichten                               | 17 |
| Gesteinsbeschreibung                                | 18 |
| Fossilführung                                       | 24 |
| b) Zyfia-Schichten                                  | 27 |
| Gesteinsbeschreibung                                | 28 |
| Fossilführung                                       | 33 |
| c) Keramaria-Schichten                              | 35 |
| Gesteinsbeschreibung                                | 35 |
| Fossilführung                                       | 37 |
| d) Nenita-Schichten                                 | 44 |
| Gesteinsbeschreibung                                | 45 |
| Fossilführung                                       | 50 |
| 2. Randfazies im Südwesten                          | 64 |
| a) Thymiana-Schichten                               | 65 |
| Konglomerate von Emborios                           | 66 |
| b) Zyfia-Schichten                                  | 70 |
| c) Keramaria-Schichten                              | 72 |
| d) Nenita-Schichten                                 | 72 |

|                                                                         |     |
|-------------------------------------------------------------------------|-----|
| 3. Randfazies im Norden                                                 | 73  |
| a) Basale Konglomerate und Brekzien                                     | 73  |
| b) Limnische Mergel und Kalke                                           | 74  |
| 4. Isolierte Vorkommen in Südwest-Chios                                 | 75  |
| a) Rema Trocha und Bucht von Lithi                                      | 76  |
| b) Gebiete bei Elata, Pyrgi und Mesta                                   | 76  |
| c) Bucht von Avlonia-Apothymas                                          | 78  |
| 5. Isolierte Vorkommen in Nord-Chios                                    | 79  |
| a) Bucht von Vroulidia                                                  | 79  |
| b) Gebiet von Piria                                                     | 81  |
| c) Gebiet des Kalkplateaus zwischen<br>den Orten Kardamila und Anavatos | 82  |
| 6. Vergleichsprofil aus dem Gebiet von<br>Cesme (Halbinsel Karaburun)   | 84  |
| a) Kap Bati                                                             | 86  |
| b) Kap Ak                                                               | 88  |
| B) Die Bildungen des Quartärs                                           | 89  |
| 1. Pleistozän                                                           | 90  |
| a) Talbildungen                                                         | 91  |
| b) Gehängebrekzien                                                      | 91  |
| c) Schotter                                                             | 93  |
| d) Roterden                                                             | 97  |
| 2. Holozän                                                              | 98  |
| a) Talalluvionen                                                        | 99  |
| b) Küstenbildungen                                                      | 103 |
| c) Schutt                                                               | 103 |
| C) Der junge Vulkanismus                                                | 104 |
| 1. Beschreibung der Vulkanitvorkommen<br>(Vorkommen 1 - 14)             | 104 |
| 2. Zur geologischen Altersstellung                                      | 117 |

|                                                                           |     |
|---------------------------------------------------------------------------|-----|
| III. PALÄO GEOGRAPHIE                                                     | 121 |
| 1. Die Zeit der Thymiana- und Zylia-Schichten                             | 122 |
| 2. Die Zeit der Keramaria-Schichten                                       | 124 |
| 3. Die Zeit der Nenita-Schichten                                          | 126 |
| 4. Höheres Pliozän und Quartär                                            | 127 |
| IV. Ergänzende Daten und Untersuchungsergebnisse                          | 129 |
| A) Schichtenprofile                                                       | 129 |
| B) Zur Sedimentologie                                                     | 143 |
| Korngrößenanalysen                                                        | 143 |
| Untersuchung von Schrägschichtungskörpern                                 | 150 |
| röntgenographische Untersuchungen                                         | 153 |
| C) Zur Tektonik                                                           | 154 |
| 1. Der tektonische Bau des vorneogenen Gebirges                           | 154 |
| 2. Hinweise auf tektonische Bewegungen zur Zeit der neogenen Ablagerungen | 156 |
| 3. Postsedimentäre (quartäre) Tektonik                                    | 159 |
| D) Fototafeln (Abb. 33 - 60)                                              | 173 |
| V. L I T E R A T U R                                                      | 187 |
| Verzeichnis der Anlagen (Anl. 1 - 8)                                      | 196 |

## Kurzfassung

Das Gebiet der ostägäischen Insel Chios war zur Neogenzeit Bestandteil einer großen zusammenhängenden Landmasse, die vermutlich bis ins höhere Pliozän den Raum der heutigen Mittelägäis einnahm und Anatolien mit dem griechischen Festland verband. In tektonisch angelegten intramontanen Becken von großer Manigfaltigkeit wurden kontinentale Sedimente abgelagert, die die klimagenetische Entwicklung dieses Raumes im Neogen widerspiegeln und somit eine Untergliederung in lithostratigraphische Einheiten erlauben.

Die Neogenablagerungen von Chios sind am mächtigsten im SE-Teil der Insel erhalten und können hier in vier gut unterscheidbare Sedimentkomplexe gegliedert werden. Die alpidisch verfalteten Gesteine des Präneogens werden diskordant von fluviatilen und limnischen Sedimenten des höheren Miozäns, den Thymiana-Schichten überlagert. Darüber folgen die Zyfia-Schichten mit gröber klastischen, rein fluviatilen Ablagerungen. Sie werden überlagert von den terrestrischen, teils limnischen vorherrschend pelitischen Sedimenten der Keramaria-Schichten, in deren basalen Teil ein Horizont rhyolithischer Pyroklastika eingeschaltet ist. Reiche Großsäugerfunde aus den Keramaria-Schichten ergeben eine Einstufung dieser Sedimente ins Obermiozän. Im Hangenden folgen als jüngster neogener Sedimentkomplex die Nenita-Schichten mit sehr mächtigen limnischen Ablagerungen. Sie beginnen nach den Ergebnissen der Pollenanalyse im höchsten Miozän und reichen vermutlich noch weit in das tiefere Pliozän.

Im Norden und Südwesten der Insel treten kleinere relik-täre Neogenvorkommen auf, die sich den Schichten von

SE-Chios zuordnen lassen. Vergleichsprofile auf der Çeşme-Halbinsel (Westanatolien) erlauben eine Korrelation neogener Schichtenkomplexe über die Meeresstraße von Chios hinweg und deuten darauf hin, daß das große neogene Sedimentationsbecken von SE-Chios sich vermutlich noch weit nach Osten erstreckt hat. Die lithofazielle Korrelation der neogenen Schichten zwischen der Insel Chios und dem türkischen Festland wird biostratigraphisch durch Säugetierfunde auf der Çeşme-Halbinsel bestätigt.

An quartären Ablagerungen finden sich auf Chios pleistozäne und holozäne, fluviatile Schotterkörper, Gehängebrekzien, Hangschuttfächer, Talalluvionen und lokal kleine Stranddünen. Gute stratigraphische und paläogeographische Hinweise ergeben sich aus dem reichen Material von pleistozänen und altholozänen Kleinsäugerfunden in Karstschlotten- und Höhlenlehm.

Junge Vulkanite treten auf der Insel Chios, im Gegensatz zu der benachbarten Insel Lesbos oder zur Halbinsel Karaburun, wo sie große Flächen bedecken, nur in relativ kleinen über die Insel verstreuten Einzelvorkommen auf. Aus den geologischen und petrographischen Untersuchungen ergibt sich die folgende zeitliche Zuordnung des Vulkanismus:

Latibasalte, vermutlich im höheren Miozän etwa zu Beginn der neogenen Sedimentation ( ? zur Zeit der Thymiana-Schichten);

rhhyolithische Staukuppen und Pyroklastite, teils mit Ignimbriten im Obermiozän (vor allem zur Zeit der Keramaria-Schichten, vereinzelt bis in die Zeit der Nenita-Schichten);

Latandesite und Quarz-Latandesite nach Ablagerung der neogenen Gesteinskomplexe vermutlich im Pliozän oder im Pleistozän.

Saxonische Tektonik hatte entscheidenden Anteil bei der Anlegung der neogenen Sedimentationsbecken im tieferen Miozän und war auch während der Ablagerung der Neogensedimente im Mio-/Pliozän wirksam. Die postsedimentäre Tektonik im Oberpliozän und Quartär kann gut aus der Zerlegung der neogenen Ablagerungen abgelesen werden. Augenfällig ist eine intensive Bruchtektonik mit beträchtlichen vertikalen Verstellungen in deren Gefolge auch differenzierte Schollenrotationen auftreten, welche zu starken Verkippungen und örtlich sogar zu Faltenstrukturen geführt haben.

## Vorwort

Die vorliegende Arbeit basiert auf einer geologischen Kartierung (1 : 25 000) des Neogen-Gebietes von Südost-Chios und ergänzenden Untersuchungen der übrigen Neogen/Quartär-Vorkommen auf der Insel und in deren näherer Umgebung. Begonnen wurde die Arbeit am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Marburg/Lahn unter Leitung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Prof. Dr. C. W. Kockel+. Ihm schulde ich großen Dank dafür, daß er mich an die geologischen Wissenschaften herangeführt und meine Ausbildung und Arbeit durch Rat und Tat, stetes Interesse und wohlwollende Kritik gefördert hat.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. V. Jacobshagen (früher Universität Marburg, jetzt Freie Universität Berlin), der nach dem frühen Tod von Herrn Prof. Kockel die Betreuung meiner Arbeit übernommen hat. Ihm danke ich herzlich für vielfältige Anregungen und hilfreiche Unterstützung.

Für die Bestimmung und Begutachtung von Fossil-Material danke ich den folgenden Herren: Dr. L. Benda (Hannover; Pollen), Dr. D. Berg (Mainz; Reptilien), Prof. Dr. G. Lüttig (Hannover; Ostrakoden), Dr. K. Mädler (Hannover; Charophyten und Pflanzenreste), Prof. Dr. E. Rutte (Würzburg; Schlundzähne von Cypriniden), Dr. H. Schütt (Düsseldorf; Mollusken), Dr. G. Storch (Frankfurt; quartäre Kleinsäuger), Prof. Dr. H. Tobien (Mainz; neogene Vertebraten), Prof. Dr. W. Weiler (Worms; Otolithen).

Für Anregungen und Hilfen in petrographischen Fragen bedanke ich mich bei den Herren: Prof. Dr. H. Pichler (Tübingen; Vulkanite) und Dr. Detlef Richter (Bochum; Karbonate).

Für ihre Hinweise bei der Interpretation von Luftbildern danke ich den Herren Dr. D. Bannert (Hannover) und Dr. D. Helmcke (Berlin).

Für die Durchführung photographischer Arbeiten bedanke ich mich herzlich bei Herrn K.-H. Petrat (Marburg).

Den Bearbeitern des alpidisch gefalteten Unterbaus auf Chios, den Herren Dr. G. Herget, Dr. G. Kauffmann, Dr. G. Lüdtke, Dr. W. Roth und Dr. K.-W. Tietze, sowie den in Westanatolien arbeitenden Herren Dr. J. Becker-Platen, Prof. Dr. R. Brinkmann und Dr. P. Steffens danke ich für zahlreiche anregende Diskussionen, Hinweise und fördernde Kritik.

Weiterhin ist es mir ein besonderes Anliegen an dieser Stelle auf das herzlichste für die große Hilfsbereitschaft zu danken, die mir sowohl von amtlichen Stellen (dem National Institute of Geological and Mineralogical Research Athen und dem Geologischen Institut der Universität Athen) als auch von der Bevölkerung meines griechischen Gastlandes zuteil wurde.

Dank schulde ich ferner dem Deutschen Akademischen Austauschdienst, der die Arbeiten in Griechenland durch Gewährung eines Stipendiums förderte.

## II. EINLEITUNG

### 1. Geographischer Überblick

Die geographische Lage der griechischen Insel Chios (Südliche Sporaden) ist aus der Abb. 1 zu ersehen. Chios ist der westanatolischen Halbinsel Karaburun unmittelbar vorgelagert und ist mit etwa  $900 \text{ km}^2$  die fünftgrößte Insel Griechenlands.

Die Morphologie der Insel ist sehr vielgestaltig. Es lassen sich stark verallgemeinernd drei große orographisch und im Gesteinsaufbau verschiedene Gebiete unterscheiden:

- a) ein hügeliges, stark zertaltes, spärlich bewachsenes paläozoisches Grauwackengebiet im Nordwesten, das von 800 m Höhe im Innern bis auf Meeresniveau abfällt;
- b) ein NNE - SSW-verlaufendes kahles, stark verkarstetes Kalkgebiet (Kalke und Dolomite, vorwiegend mesozoischen Alters) mit Höhen bis 1200 m im Norden, die nach Süden zu verflachen;
- c) ein flachwelliges, intensiv kultiviertes Land im Südosten, das von neogenen und quartären Sedimenten eingenommen wird und selten mehr als 200 m Höhe erreicht.

Insbesondere das Kalkgebirge ist jedoch durch zahlreiche kleine Becken und Talebenen, in denen teils neogene, meist aber quartäre Sedimente liegen, lokal manigfaltig untergliedert.

Klima und Vegetation von Chios sind als typisch mediterran zu bezeichnen. Warmen, trockenen Sommermonaten (nur 12 mm von 729 mm Jahresniederschlag; nach PHILIPPSON 1959) in denen alle Flüsse und Bäche trocken fallen, stehen milde, regenreiche Wintermonate gegenüber. Die Vegetation ist



Abb. 1 Geographische Lage der Insel Chios und Verbreitung känozoischer Sedimente und Vulkanite in der Ägäis.

deshalb stark von der Wasserführung des Untergrundes abhängig und findet die günstigsten Bedingungen in den von Neogen und Quartär eingenommenen flacheren Gebieten, die auch durchwegs durch Ackerbau genutzt werden.

Durch künstliche Bewässerung, früher mit großen Schöpfkrädern (Göpelwerke) aus tiefen Schachtbrunnen, heute vorwiegend mit Motorpumpen aus Bohrbrunnen, ist in den Niederungen der Anbau von Citrusfrüchten, Wasser- und Zuckermelonen, sowie zahlreicher Gemüsearten möglich. Daneben gedeihen auf den flachen Hügeln Oliven, Mandeln, Feigen, Wein und Getreide. Eine Besonderheit von Chios sind die ausgedehnten Mastixplantagen (*Pistacia lentiscus* L.), auf die sich in der Vergangenheit der Reichtum dieses Gebietes gründete. Auch heute noch stellt ihre Kultur einen wesentlichen wirtschaftlichen Faktor für die Insel dar. Die jährliche Produktion an Mastix-Harz beläuft sich auf ca. 250 000 kg im Werte von etwa 2 Mill. \$.

Von den ca. 65 000 Bewohnern der Insel arbeiten heute jedoch nur noch etwa 15 % in der Landwirtschaft. Neben verschiedenen kleinen Betrieben, die landwirtschaftliche Produkte verarbeiten, sind vor allem eine Ziegelei und eine große Gerberei zu nennen. Die wichtigsten wirtschaftlichen Faktoren für die Insel bilden jedoch Handel und Schifffahrt. Mehr als 1000 große Handelsschiffe auf allen Weltmeeren gehören zu Chios und begründen heute den Reichtum der Insel.

## 2. Erforschungsgeschichte

TELLER (1880) lieferte eine erste geologische Übersichtskarte der Insel Chios. Sie enthielt bereits die Dreigliederung in paläozoische Grauwacken im Nordwesten, ein NNE - SSW-streichendes Kalkgebiet in der Mitte und ein Tertiärgebiet im Südosten. TELLER bezeichnete die tertiären Sedi-

mente als limnisch-fluviatile Neogenbildungen. An Fossilien erwähnte er daraus Pflanzenreste, Blattabdrücke, Charophyten, Laichkrautgewächse, Gastropoden und Fischreste. Eine Reihe von Blattabdrücken, die er am Kap Nénita sammelte, führten zu einer Einstufung des nach ihm tieferen Teiles, ins Sarmat. Für den höheren Teil der Ablagerungen nahm er ein Pont-Alter an. Er glaubte, daß die neogenen Sedimente auf den Südosten der Insel beschränkt seien.

Von intensiver Bruchtektonik im Neogen und von großen Verwerfungslinien verbunden mit starker Schleppung am Rande zum mesozoischen Gebirge berichtete PAECKELMANN (1928). Er nahm für die Absenkung des Tertiärgebietes von Südost-Chios ein pliozänes Alter an.

Vertebratenfunde aus dem Neogen von Südost-Chios - Gebiet der Ziegelei Michalou - wurden von PARASKEVAIDIS (1940 und 1955) und von KREATSAS (1963) gemeldet. PARASKEVAIDIS (1940) bestätigte anhand einer Großsäuger-Fauna die Einstufung der Schichten ins Obermiozän. Die seiner Arbeit beigegebene Kartenskizze von Chios zeigt erstmals auch das kleine Neogen-Vorkommen im Nordosten der Insel.

Vertebratenreiche Lagen fand ich 1965 bei der Kartierung des Neogens von Südost-Chios im Bereich der Ziegelei Michalou und südlich davon im Küstenanschnitt. Die Ausbeutung dieser Fundschichten und die Bearbeitung ihrer Faunen wurden von TOBIEN (MELENTIS & TOBIEN 1967; TOBIEN 1968 und 1969) begonnen.

Von jungen Vulkaniten berichteten TELLER (1880: Vulkanit nördlich von Kambia) und KTENAS (1927: "Antistrovilas" an der Nordost-Küste und 1928: Vulkanite Prophitis Ilias und Psaronas in Südost-Chios). KREATSAS (1963) erwähnte erstmals das Auftreten eines Tuffes bei dem Ort Kalamoti.

Im Jahre 1962 wurde vom Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Marburg/Lahn mit geologischen Arbeiten auf der Insel Chios begonnen. Das große Neogengebiet von Südost-Chios kartierte BESENECKER (1970), die kleineren Vorkommen wurden im Rahmen der übrigen Neukartierungen (ROTH 1968, HERGET 1969, TIETZE 1969, LÜDTKE 1969, KAUFFMANN 1969) erfaßt. Eine Übersicht über die Geologie der gesamten Insel bringt BESENECKER et al. (1968) sowie die "Geological Map of Greece, Chios sheet (Northern part and Southern part) 1 : 50 000", der die genannten Neukartierungen zugrunde lagen.

### 3. Überblick über die vorneogenen Gesteinsserien

Entscheidende Faktoren für die Zusammensetzung der kontinentalen Neogen/Quartär-Ablagerungen waren neben Transportmedium und Reliefenergie auch das Sedimentangebot. Eine knappe Übersicht der älteren Gesteine von Chios (BESENECKER et al. 1968) und ihrer regionalen Lage zu den neogenen Sedimentationsbecken soll deshalb vorangestellt werden (siehe dazu auch Abb. 21):

Eine epizonal metamorphe Flyschserie unbekannten Alters ist in Nordost-Chios und auf den Oinoussai-Inseln zu beobachten.

Mächtige paläozoische Grauwacken/Schiefer-Serien mit Einschaltungen von Konglomeraten, Quarziten, Kieselschiefern und Kalken sowie unterkarbonischen Diabasen nehmen das größte Areal in Nordwest-Chios ein. Sie finden sich aber auch im Nordosten der Insel sowie nordwestlich der Stadt Chios und längs des etwa N - S-streichenden Bruchrandes zum Neogengebiet von Südost-Chios. In Südwest-Chios nehmen sie größere Flächen im Bereich der Ebenen von Pyrgi und Mesta ein.

Die mesozoischen Sedimente beginnen mit basalen Konglomeraten und Sandsteinen (Unterskyth). Vorherrschend sind mächtige, massige und gebankte Karbonatgesteine (Untere Trias bis Jura) mit geringmächtigen Einschaltungen von Konglomeraten, Mergeln und Tuffen (Anis). Sie haben die größte Verbreitung und bilden das "Rückgrat" der Insel.

Konglomerate des Alttertiärs, diskordant über mesozoischen Kalken und noch alpidisch verfaltet sind nordwestlich des Südkaps der Insel erhalten.

Insgesamt ergibt sich aus der regionalen Verbreitung, daß für die meisten und vor allem die größeren Neogenvorkommen auf Chios sowohl die paläozoischen als auch die mesozoischen Gesteinsserien Sedimente geliefert haben können. Auf lokale Besonderheiten wird bei der Besprechung der betreffenden Neogensedimente hingewiesen.

## II. S T R A T I G R A P H I E

Die neogenen und quartären Ablagerungen von Chios sind kontinental: terrestrisch, fluviatil und limnisch. In Becken und Talzügen verschiedener Größe liegen sie diskordant über alpidisch gefalteten Gesteinen.

Eine genauere biostratigraphische Einstufung von kontinentalen Schichten des Jungkänozoikums ist trotz oftmals reicher Fossilführung sehr schwierig. Die hier auftretenden Fossilgruppen sind bisher noch zu wenig auf ihre stratigraphische und ökologische Aussage hin untersucht. Das Fossilmaterial älterer paläontologischer Bearbeitungen wurde meist nicht horizontiert entnommen und auch nicht in Zusammenschau mit der Begleitfauna und -flora beurteilt sondern häufig im Vergleich mit regional weit entfernten ähnlichen Funden eingestuft. So ist es nicht verwunderlich, daß sich anhand verschiedener Fossilgruppen oft widersprüchliche Altershinweise für einen Schichtenverband ergeben.

Die besten stratigraphischen Hinweise erhält man in kontinentalen Sedimenten aus Säugetierfaunen, da die Säugetiere bekanntlich zur Zeit des Neogens eine gewaltige Entwicklung erfuhren und sich stark ausbreiteten. In neuesten Untersuchungen wird daran gearbeitet andere Fossilgruppen, wie z. B. Sporomorphen (BENDA 1971), anhand der Vertebraten stratigraphisch zu eichen, um so auch in Gebieten, in denen keine Vertebratenfunde zu verzeichnen sind, eine biostratigraphische Einstufung zu ermöglichen. Ein wei-

teres Ziel ist die Korrelation der kontinentalen mit der marinen Gliederung in Tethys und Paratethys.

In der vorliegenden Arbeit werden die Neogensedimente in lithostratigraphische Einheiten gegliedert und deren Fossilinhalt beschrieben. Die Abb. 2 gibt eine Übersicht der neogenen und quartären Gesteine. In der Spalte Chronostratigraphie sind die Stufen der Paratethys aufgeführt, denen die neogenen Schichten vermutlich entsprechen. Eine befriedigende stratigraphische Korrelation ist bisher jedoch nicht möglich.

#### A) Die Ablagerungen des Neogens

In einer Übersichtsskizze (Anl. 1) ist die Verbreitung des Neogens auf Chios dargestellt. Häufig werden die neogenen Sedimente in Talzügen, jungen Senkungsgebieten und an den Abbrüchen zum Grundgebirge von Quartär (Schotter, Alluvionen und Schutt) bedeckt. Meist konnte jedoch anhand sporadischer Aufschlüsse ihre Verbreitung unter der quartären Bedeckung nachgewiesen werden. Ungewiß ist aber, ob in Niederungen mit ausschließlich quartären Ablagerungen noch Neogen an der heute nicht sichtbaren Basis liegt.

Im Südost-Teil der Insel nehmen die neogenen Sedimente ihr größtes Areal ein und sind hier auch am mächtigsten entwickelt. Steilirisse an Talschluchten und an der Küste liefern gute Aufschlüsse. Die stratigraphische Abfolge des Neogens konnte deshalb hier am klarsten erfaßt und untergliedert werden. In dem stratigraphischen Schema der Abb. 2 sind die Ergebnisse zusammengefaßt und der Gliederung von Südwest-Anatolien (BECKER-PLATEN 1970) gegenübergestellt. Die kleineren und meist isolierten Neogenvorkommen im Westen und Norden der Insel ließen sich dieser Gliederung häufig ganz gut, jedoch nicht in allen Fällen, zuordnen.



## 1. Neogen-Gebiet von Südost-Chios

In Südost-Chios zwischen der Stadt Chios und der Bucht von Kalamoti konnte eine konkordante Abfolge lithologischer Einheiten ausgeschieden werden (= "Standard-Gliederung"):

|                     |                               |
|---------------------|-------------------------------|
| Nenita-Schichten    | (= limnisch)                  |
| Keramaria-Schichten | (= terrestrisch bis limnisch) |
| Zyfia-Schichten     | (= fluviatil)                 |
| Thymiana-Schichten  | (= limnisch-fluviatil)        |

---

### Beckengrund-Gesteine

Diese Einheiten konnten über ein größeres Areal (Südost-Chios und türkische Halbinsel Karaburun) beobachtet werden. Sie lassen sich auch sehr gut mit Schichten aus der Gliederung von Südwest-Anatolien vergleichen. Offenbar kommt ihnen mehr als eine rein lokal-fazielle Bedeutung zu. Neben den biostratigraphischen Ergebnissen bestätigen vor allem auch Tufflagen, daß es sich trotz gewisser lokal-fazieller Unterschiede in den Übergangsbereichen, insgesamt um lithostratigraphische Einheiten handelt.

#### a) Thymiana-Schichten

Die fluviatilen und limnischen Gesteine der Thymiana-Schichten bilden die basalen Ablagerungen des Neogens in Südost-Chios. Ihre Hauptverbreitung haben sie direkt südlich der Stadt Chios (Abb. 9). Im Halbrund um den Gebirgsstock des Korakaris, im Bereich der Orte Varvasi, Vasilionikos und Chalkios, lagern sie Kalken des Mesozoikums (Ladin bis Karn) auf und greifen oft buchtig oder zungenartig auf das Grundgebirge über. Vereinzelt finden sich kleine isolierte Erosionsreste auf dem Grundgebirge und umgekehrt Grundgebirgs-Aufbrüche im Neogen. Die Kam-

pos-Niederung, ein von quartären Ablagerungen erfülltes junges Senkungsgebiet, trennt im Osten eine Hügelkette ab, die ebenfalls von Thymiana-Schichten aufgebaut wird. Die Hügel erstrecken sich längs der Küste vom Kap A. Elenis nach Süden bis in die Bucht von Mega Limionas. Auf ihren westlichen Ausläufern liegt der Ort Thymiana (etwa 6 km südlich der Stadt Chios), nach dem diese Schichten benannt wurden. Auch in diesem Areal fanden sich mehrere Grundgebirgs-Aufbrüche, bestehend aus hornsteinführenden grauen Kalken des Ladin bis Karn.

#### Gesteinsbeschreibung:

Neben meist geringmächtigen Basisbrekzien bestehen die Thymiana-Schichten aus einer Wechsellagerung von vorwiegend gut verfestigten Sandsteinen, Schluffsteinen und Mergelbänken. Vorherrschend sind ockergelbe bis hellgraue und tief rotbraune Farben. Gute Aufschlüsse in diesen Schichten bieten die Küsten-Anschnitte zwischen dem Kap A. Elenis und der Bucht von Mega Limionas sowie zahlreiche, heute meist aufgelassene Steinbrüche in den Hügeln zwischen dem Kloster A. Konstantinou und der Niederung südwestlich Thymiana. Ihre diskordante Auflagerung auf mesozoischen Kalken ist am Kap A. Elenis, wie bereits von TELLER (1880) beschrieben, zu beobachten.

Im Profil Th 1 (Abb. 3) wird der basale, brekziöse Teil mit a bezeichnet. Er ist hier, ebenso wie am Kontakt zu den mesozoischen Kalken im Nordwesten und Süden, nur geringmächtig und enthält im wesentlichen groben Schutt der Unterlage, meist fest in mergelig-sandiger Matrix verbacken; typische Basalkonglomerate fehlen.

Im Küstenanschnitt weiter südlich (ca. 500 m nordöstlich der Bucht von Karfas) ist das Profil Th 2 im Steilab-

sturz zu beobachten (siehe Abb. 3 und Beschreibung S. 129).

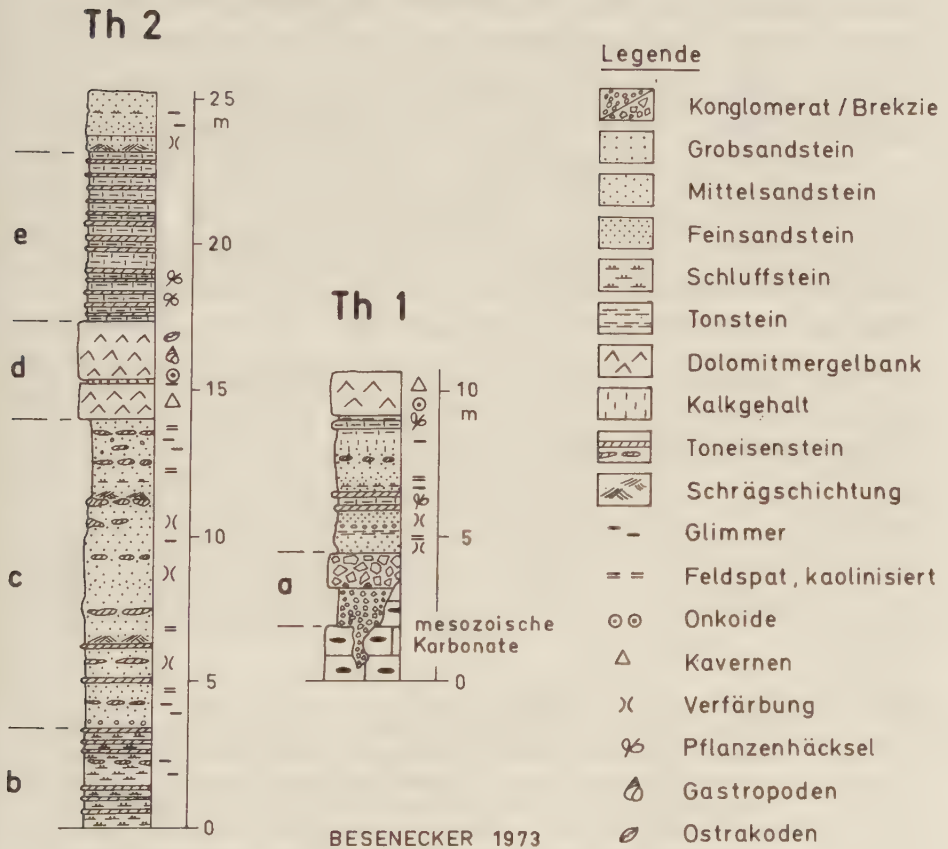


Abb. 3 Schichtenprofile aus den Thymiana-Schichten.

Th 1 : Auflagerung des Neogens am Kap A. Elenis

Th 2 : Profil an der Küste ca. 500 m nordöstlich der Bucht von Karfas.

Faziestyp b dürfte dem von TELLER (1880, S. 351) beschriebenen "Thymiana-Gestein", das ist: "...ein Complex von dunkeleisenrothen, feinglimmerigen, sehr homogenen thonigen Gesteinen von etwa 40 Meter Mächtigkeit.....",

entsprechen. Allerdings ist eine derart große Mächtigkeit hier äußerst unwahrscheinlich. Die auffällige Rotfärbung ist sehr charakteristisch, kann aber auch in fahles Braun übergehen. Partienweise sind die Schluffe leicht kalkig, teils dolomitisch (Abb. 20, Probe 36).

Mit c werden vorwiegend schlecht sortierte Sandsteine zusammengefaßt. Dabei kann bis 30 % Karbonat-Anteil und um 25 % Ton- und Schluff-Anteil auftreten. Die Kornverteilungskurven zeigen im Sandbereich Maxima bei  $\phi = 3$  oder bei  $\phi = 2$ . Die maximalen Korngrößen einzelner Komponenten überschreiten selten 1 mm  $\phi$ . Die Quarzkörner sind durchweg eckig, kaum gerundet bis schlecht gerundet.

Ein sehr markantes Gestein ist Typ d. Analysen ergaben einen Karbonat-Gehalt von bis zu 85 %, der vorwiegend auf Dolomit zurückzuführen sein dürfte. Daneben sind auch Kalzit, Quarz (Feinsand-Anteil), und nicht näher definierte Tonminerale enthalten (Abb. 20, Proben d 4 und 66/06). Fossilreste, partienweise auch Onkoide, sind häufig zu beobachten. Anhand zweier Schliffbilder soll dies erläutert werden.

Schliff: Probe 66/101 (Abb. 33)

Neben vielen Schalentrümmern und Gesteinsbruchstücken (meist Resedimenten, aber auch eckigen mesozoischen Quarzit- und Kalktrümmern) liegen zahlreiche kleine Gastropoden in feinsandiger, eisenschüssiger, ockerbrauner Mergelmatrix. Praktisch alle größeren Komponenten sind von einer dünnen, gelbbraunen Kruste (in der Abbildung dunkel erscheinend) umzogen. Diese Kruste ist dicht und unterschiedlich dick. Einbuchtungen der umkrusteten Komponente werden meist ausgeglichen. Klare Strukturen konnten nicht festgestellt werden.

Schliff: Probe d - 4 (Abb. 34)

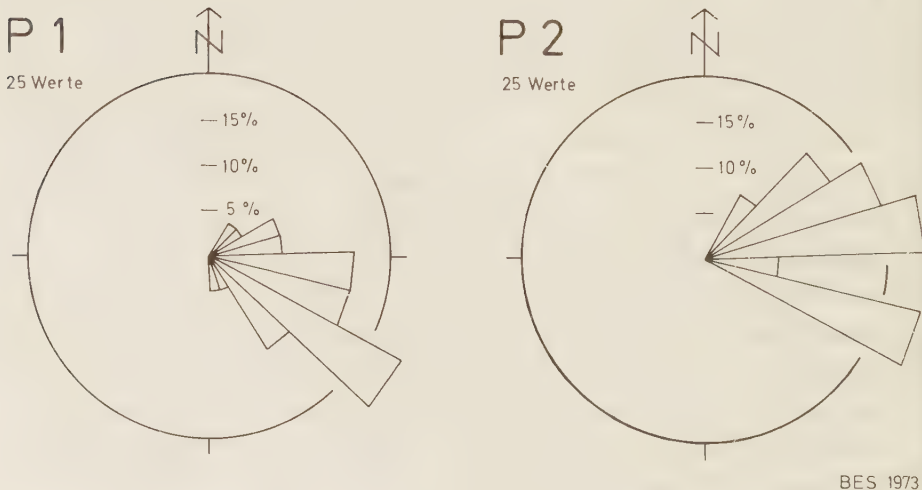
In einem stark eisenschüssigen, dunkelroten dolomitischen Mergel, der ebenfalls eckigen Gesteinsschutt enthält, finden sich zahlreiche Onkoide. Diese erreichen bis etwa 1 mm  $\phi$ . Sie sind in dem stark porösen Gestein nur sehr schlecht erhalten und lassen sich hier nicht genauer untersuchen.

Mit e folgen schluffige Mergel, die hier sehr charakteristische Brauneisenstein-Zwischenlagen enthalten. Oft kann man deutlich erkennen, wie von den Klüften her Eisenlösungen das Sediment vererzt haben (Abb. 35). Dieser Horizont geht nach oben zunächst in einen teils stark kalkigen (bis 40 % Karbonat-Anteil), schmutzig-tonigen (Ton- und Schluffanteil bis 25 %) Feinsandstein (Maxima der Kornverteilungskurven bei  $\phi = 4$ ) über, der kleindimensionale Schrägschichtung zeigt. Die darauf folgenden kalkigen, schmutzigen Mittelsandsteine sind c sehr ähnlich.

Eine Reihe von Profilen aus den Brüchen zwischen A. Konstantinou und Thymiana (Anl. 3, Th 3 bis Th 6) sowie entlang der Küste zwischen dem Kap Pounda und der Bucht von Mega Limionas (Anl. 3, Th 7 bis Th 14) zeigt, daß einzelne dieser Schichtglieder sich offensichtlich über größere Entfernungen durchverfolgen lassen, daß andererseits aber auch eine mehrmalige Wiederholung in der Vertikalen auftritt. Eine klare Unterscheidung von b, c und e ist dabei nicht möglich, da Sande, Schluffe und feinsandige Mergel vielfach ineinander übergehen und einander vertreten können. Somit erscheint es nur sinnvoll, den markanten, festen Dolomit-Mergelhorizonten (d), die mürberen, sandigen und schluffigen Partien (sa, sb, sc, sd in Anl. 3) gegenüberzustellen. Man kann von rhythmischen Ablagerungen sprechen, wobei die einzelnen Glieder aber lateral wie vertikal sehr variabel sind. Ein Versuch zwischen den verschiedenen s-Horizonten der Profile Th 7 bis Th 14 sedimentologische Unterschiede herauszufinden, brachte keinen Erfolg. Die Sandsteine sind durchweg schlecht sortiert und unterscheiden sich weder in ihrer Komponenten-Führung noch in den Korngrößen grundsätzlich voneinander. Sieht man von Resedimenten und Konkretionen ab, so findet man selten Komponenten von mehr als 1 mm  $\phi$ . Färbung, Glimmerführung sowie Kalk- und Tongehalt sind in allen Horizonten sehr variabel.

Schrägschichtung kann ebenso wie gelegentliche resedimentäre Lagen in sämtlichen Horizonten auftreten. Resedimente sind in etwas gröberen Lagen häufig. Meist sind es ockerbraune, plattige Mergeltrümmer oder rostrote Ton- bzw. Schluff-Fladen, die bis zu 10 cm Längserstreckung erreichen können.

Im sb-Horizont lassen sich sehr häufig Schrägschichtungskörper beobachten (Abb. 36). Eine statistische Auswertung von Messungen der Schüttungsrichtungen aus dem Gebiet um A. Ermioni ergab eine generelle Schüttung in östliche Richtung (Abb. 4 und Abb. 9).



BES 1973

Abb. 4 Schüttungsrichtungen ermittelt an Schrägschichtungskörpern im sb-Horizont der Thymiana-Schichten.  
P1: bei A. Ermioni  
P2: nordöstlich von A. Ermioni

Ebenfalls im sb-Horizont (Profil Th 11) wurden in feinsandigen stark tonigen, kalkigen Lagen Rippelmarken gefunden (Abb. 37). Es handelt sich dabei um gut symmetrische Oszillationsrippeln von sehr geringer Wellenlänge und geringer Höhe, wie ein Anschnitt senkrecht zu den Wellenkämmen (Abb. 38) deutlich erkennen läßt. Die Wellenlänge beträgt im Mittel 3,6 cm, die Höhe 0,7 cm, was einen Rippelindex von  $I = 5,1$  ergibt.

Die verschiedenen dolomitischen Mergellagen (d) lassen sich ebensowenig wie die Sandsteine klar voneinander unterscheiden. Die Mergel variieren stark in ihrer Mächtigkeit und können (Anl. 3) in eine Wechsellagerung mit Tonen übergehen. Teilweise schalten sich zwischen zwei Bänke auch Grobsand- oder Feinkies-Lagen ein. Mitunter beobachtet man auch Auskolkungen wie z. B. am Hang westlich unterhalb des Klosters A. Konstantinou (Th 3). Teile des erodierten Materials finden sich dann gut erkennbar als eckige Bruchstücke in den überlagernden Sandsteinen.

Im obersten Teil der Thymiana-Schichten werden Grobschutt-Ablagerungen häufiger. Stellenweise finden sich Fanglomerate. In der Bucht von Mega Limionas, etwa 0,7 km südwestlich von A. Ermioni, sind solche Groblagen im Küstenanschnitt sehr gut zu sehen (Anl. 3, Profil Th 14). Über vorwiegend tonigen, nur schwach verfestigten Gesteinen folgt zunächst eine schräggeschichtete Feinsand-Lage, darauf eine feste 0,8 m mächtige Konglomerat-Bank mit groben, schlecht gerundeten, überwiegend resedimentären Komponenten (bis 10 cm Längserstreckung) in deutlicher Dachziegel-Lagerung. Darüber lagern hellgraue, schmutzige, schlecht sortierte schräggeschichtete Sande:

Ton- und Schluff-Anteil bis etwa 24 %, Maximum der Kornverteilungs-Kurven (in homogenen Partien) bei  $\phi = 2$ ; eingeschaltet sind Kieslagen und Kiesnester; Komponenten (bis zu 5 cm  $\emptyset$ ) sind: Quarz, Quarzit, Lydit, dunkle Horn-

steine (aus Trias-Kalken) und nur selten kleine Grauwacken-Gerölle, daneben häufig Resedimente.

In diese Sande sind Kolke eingeschnitten, die vorwiegend von ungerundeten, eckig-plattigen, resedimentären Neogensedimenten wie Dolomitmergel, Schluffstein und Tonstein von wenigen cm bis zu 50 cm Länge, in sandig-mergeliger Matrix, erfüllt sind. Die Kolke streichen mit unterschiedlichen Fallwinkeln in südöstliche Richtung (Abb. 5). Die Geröllorientierung und die Imbrikation in den Groblagen weisen ebenfalls auf einen Transport in südöstliche bis östliche Richtung hin (Abb. 6).

Die Gesteine der Thymiana-Schichten zeigen vorwiegend flache Lagerung. Ihre Mächtigkeit war jedoch aufgrund der intensiven Bruchtektonik (Abb. 24) nicht eindeutig zu bestimmen. Aus den Profilen kann man eine Mindest-Mächtigkeit von 120 m entnehmen, wobei das Grundgebirge noch nicht erreicht wird. Es muß so mit Mächtigkeiten bis ca. 150 m gerechnet werden. Am Beckenrand, z. B. am Westfuß des Korakaris sind nur wenige Meter der Thymiana-Schichten zu finden.

#### Fossilführung:

Die sandigen Ablagerungen der Thymiana-Schichten sind fossilarm. Vereinzelt finden sich jedoch neben Pflanzenresten und Lebensspuren auch Gastropoden und Ostrakoden des Süßwassers.

Pflanzenreste sind relativ häufig (Abb. 3 und Anl. 3, Profile Th 1 bis Th 14), bestehen aber fast nur aus kohligen, nicht näher bestimmbareren Häckseln. Die hellgrauen

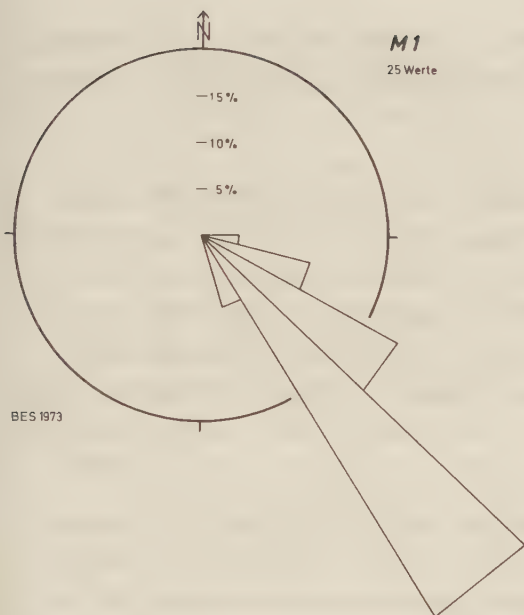


Abb. 5  
Streichen der Kolke in  
den Thymiana-Schichten  
bei Mega Limionas.

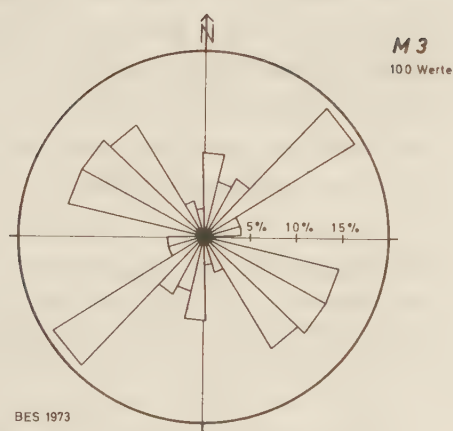
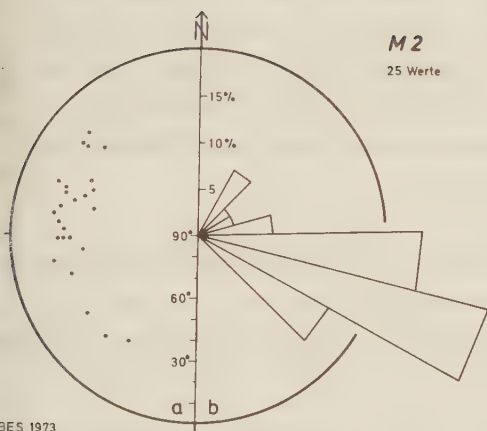


Abb. 6 Gerölleinregelung in einer Konglomeratbank der  
Thymiana-Schichten bei Mega Limionas.  
M 2: Imbrikation (a = Durchstoßpunkte der Lineare;  
b = Transportrichtung)  
M 3: Streichen der Längsachsen von Geröllen.

kalkigen Feinschluff-Lagen am Nordende der Bucht von Karfas enthalten darunter auch fragliche Reste von Potamogeton sp..

Lebensspuren konnten besonders gut im sb-Horizont (Anl. 3, Profile Th 9 und Th 10) beobachtet werden. An einer Bank-Unterseite sind zahlreiche, gebogene, würlchenartige Gebilde zu sehen (Abb. 39). Sie haben etwa 3 - 4 mm Ø und liegen mehr oder minder flach, vielfach kreuz und quer übereinander. Verzweigungen sind nicht zu beobachten. Es wird vermutet, daß es sich um Koprolithen, wahrscheinlich von Würmern, handelt.

Andersgestaltige Lebensspuren zeigt die Oberseite einer kleinen Schluffbank (Abb. 40). Diese Gebilde sind zwar ebenfalls zylindrisch, haben jedoch einen wesentlich geringeren Ø (meist nur etwas über 1 mm) und gehen mitunter senkrecht oder unter sehr verschiedenen Winkeln in das schluffige Sediment hinein. Teilweise kann man deutlich schmale konzentrische Ringe um diese Zylinder sehen. Auch Verzweigungen sind zu beobachten. Möglicherweise handelt es sich hierbei um Wohnbauten bzw. Wohnröhren von Würmern oder Dekapoden.

Gastropoden und Ostrakoden kommen in diesen Schichten meist zusammen vor. Sie finden sich dabei fast ausschließlich in den ocker- oder rötlichfarbenen Dolomitmergel-Horizonten (Typ d der Abb. 3).

Probe 65/36: Etwa 250 m südlich von Thymiana, in einem aufgegebenen Steinbruch am Hügel A. Anargyron, fanden sich in dünnen hellgrauen Schluffen, die sich hier zwischen tief rotfarbene Dolomitmergel einschalten, Reste von Ostrakoden und Gastropoden. Aufgrund der schlechten Erhaltung (meist Steinkerne) war keine genaue Bestimmung möglich.

Ostrakoden: Candona sp., ?Paracandona sp. sowie weitere nicht näher bestimmbare Cyprididae;  
Gastropoden: Bithynia sp., Planorbarius sp. und Copea sp..

Probe 66/14 a: Im Talgebiet, etwa 1,5 km nordöstlich von Dafnonas am Weg genau westlich unterhalb des Korakaris Gipfels, lagert das Neogen mit feinkrekziösen, dolomitischen Mergeln schräg auf den mesozoischen Kalken auf. Diese Mergel enthalten stellenweise zahlreiche Ostrakoden und Gastropoden. Partienweise sind sie mürbe, so daß sich die Fossilien ausschlämmen lassen. Die Erhaltung ist aber ebenfalls meist ziemlich schlecht.

Ostrakoden (det. Lüttig): *Cyclocypris* sp. (aff. *Metacypris danubialis* STRAUB), *Candona* sp., *Cyprideis* sp., *Darwinula* sp.;

Gastropoden (det. Schütt): *Bithynia* sp., *Gyraulus skhiadicus* (BUKOWSKI).

Probe 66/101: Im Gebiet nordöstlich von Vasilionikos treten sehr häufig ockergelbe Dolomitmergel auf. Die Probe entstammt einem kleinen Steinbruch in diesem Gestein, östlich der Straße, etwa 1,5 km von Vasilionikos in Richtung Chios (Abb. 33, Schliffbild).

Ostrakodenreste sind hier schlecht erhalten und unbestimmbar. Gastropoden sind zahlreich. Vorwiegend handelt es sich dabei wieder um Bithynien.

Diese Faunen weisen auf terrestrisch bis limnisches Milieu hin, lassen aber keine nähere Einstufung der neogenen Sedimente zu.

## b) Zyfia-Schichten

Die fluviatilen Zyfia-Schichten, benannt nach dem Dorf Zyfia südwestlich der Stadt Chios, überlagern konkordant die limnisch-fluviatilen Thymiana-Schichten. Aus der Bucht von Mega-Limionas lassen sie sich in einem unterschiedlich breiten Streifen nach Nordwesten über die Orte Vavyli, Zyfia und Ververaton bis in das Talgebiet nordöstlich von Dafnonas verfolgen. Nach Süden zu sind sie in den Talrissen längs des Bruchrandes zum Grundgebirge zwischen Tholopotami und Kalamoti angeschnitten (Anl. 2).

### Gesteinsbeschreibung:

Die Zyfia-Schichten bestehen aus vorwiegend unverfestigten Sanden und Feinkiesen mit Einschaltungen von Schluffen und Tonmergeln. Die vorherrschenden Farben sind hier grüngrau oder graugrün. Diese Ablagerungen sind in zahlreichen Erosionsschluchten aufgeschlossen.

Das Profil Zy 1 (Abb. 7 und Beschreibung S. 130) wurde in der Nähe des Ortes Zyfia aufgenommen. Hier finden sich ebenfalls eisenschüssige Lagen und Konkretionen, jedoch sind sie weniger häufig als in den Thymiana-Schichten. Es überwiegen im allgemeinen sehr deutlich die gröber klastischen Sedimente. Kiese schalten sich meist in Form kleiner Linsen innerhalb mächtigerer kiesführender Sandlagen ein. Die Kieslinse im Profil Zy 1 (Probe 66/124) enthält vorwiegend gut gerundete Komponenten, die bis über 5 cm Länge erreichen. Die Kornverteilung lieferte zweigipfelige Kurven mit einem absoluten Maximum bei  $\phi = -2$  und einem relativen Maximum bei  $\phi = 3$ . Eine weitere Kieslinse (Probe 66/130) ganz in der Nähe ergab ähnliche Verhältnisse. Die statistische Auswertung des Komponenten-Bestandes (größer 4 mm  $\emptyset$ ) dieser Linsen erbrachte vorherrschend Quarz, neben Grauwacken, Quarziten und Lyditen (Abb. 8). Untergeordnet treten Resedimente auf, meist Toneisenstein- und Mergel-Gerölle aus den Thymiana-Schichten. Augenfällig ist, daß keine Kalk-Komponenten auftreten, obwohl mesozoische Kalke heute ganz in der Nähe mit großen Steilwänden anstehen. Andererseits tritt aber Glimmerquarzit auf.

Aus dem Vergleich der beiden Diagramme (Abb. 8) miteinander kann nur die Schwankungsbreite in der Zusammensetzung der Kieskörper entnommen werden. Generell konnte aber im Gelände beobachtet werden, daß nach Osten zu:

1. die Größe der Komponenten abnimmt,

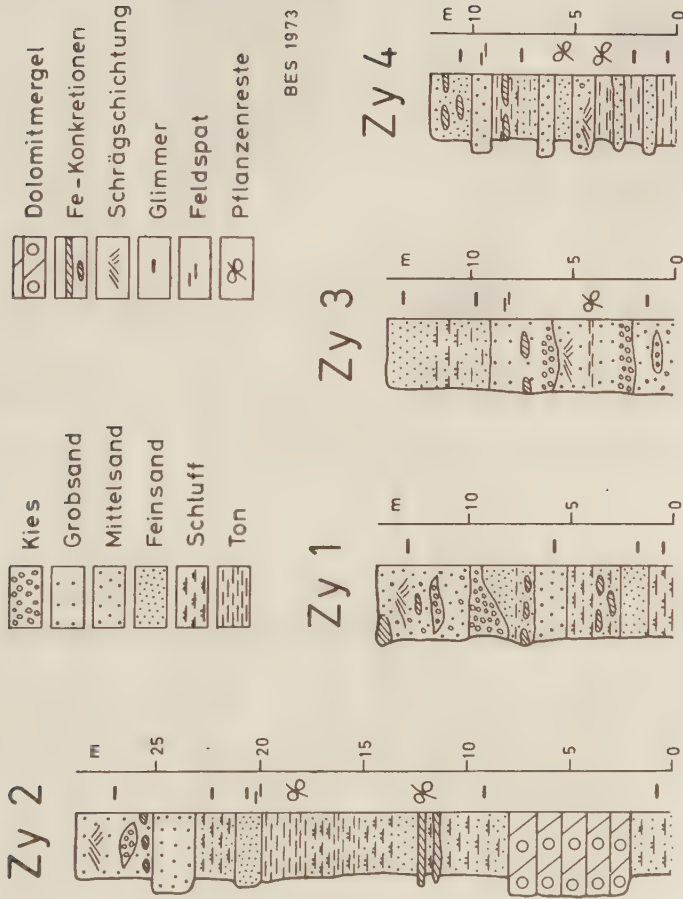


Abb. 7 Schichtenprofile aus den Zyfia-Schichten.

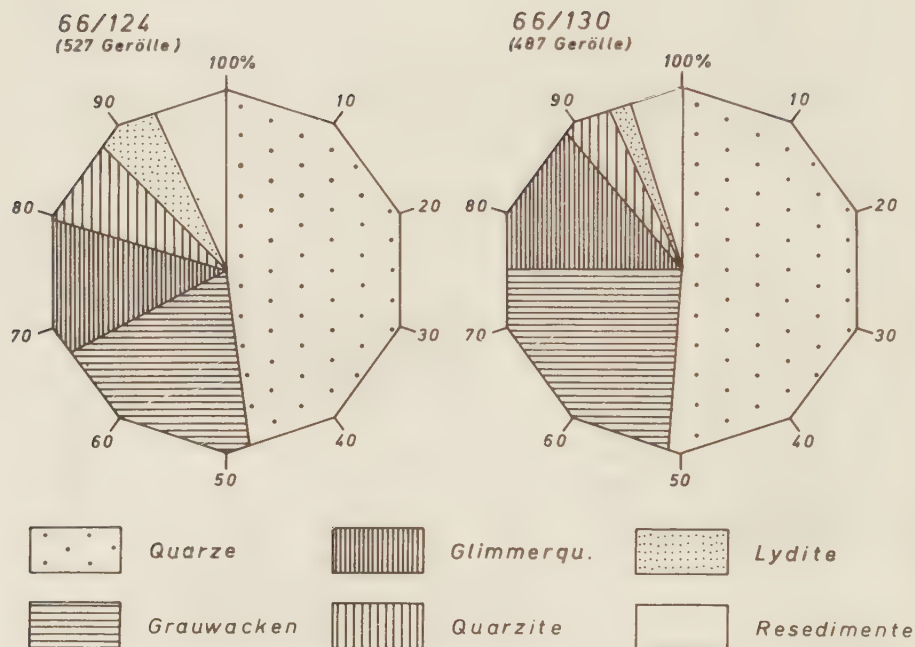


Abb. 8 Geröllspektren aus Kieslinsen der Zylia-Schichten.

2. die Zusammensetzung sich zu Gunsten von Quarz, Quarzit und Lydit verändert und die Grauwacken fast ganz verschwinden.

Dieser daraus ablesbare prinzipielle Transport von Westen her wird auch durch die heutigen sporadischen Grauwacken-Vorkommen längs des Kalkrandes bekräftigt (Abb. 21). Da die Grauwacken zudem Gerölle metamorpher Gesteine enthalten, dürften sich die Glimmerquarzite wohl auch derart erklären lassen, zumal dafür kein Liefergebiet in der Umgebung bekannt ist. Ein weiteres Indiz für eine vorherrschende Schüttung nach Osten erbrachte die Auswertung von Schrägschichtungs-Körpern (Abb. 9 und Anl. 6).



BESENECKER 1973

Abb. 9 Schüttungsrichtungen in den Thymiana- und Zyfia-Schichten und Verbreitung der Dolomitmergel.

Im Detailprofil Zy 2 (Abb. 7 und Beschreibung S. 131) herrschen feinkörnige Sedimente vor. Es schalten sich vermehrt tonige Lagen ein, die aber meist stark feinsandig sind. Besonders bemerkenswert ist jedoch ein hellgrauer Mergel-Horizont. Eine röntgenographische Analyse (Abb. 20, Probe 53) ergab, daß er im wesentlichen aus Dolomit und Tonmineralien besteht. Dieser Horizont erreicht hier knapp 6 m Mächtigkeit. In seiner Verbreitung läßt er sich zwar nicht lückenlos durchverfolgen, doch tritt er sporadisch zwischen Ververaton, Zyfia und Vavyli immer wieder auf und konnte auch noch bis zum Küstengebiet gefunden werden (Abb. 9). Das letzte Vorkommen ist dort am Hang hinter den Ziegelei-Gebäuden aufgeschlossen. In den südlichen Gebieten mit Zyfia-Schichten wurde er nicht gefunden. Die Mächtigkeit dieses Horizontes schwankt stark. Vermutlich handelt es sich um linsenförmige Vorkommen. Da dieser Dolomitmergel teilweise gute Quelleigenschaften hat, wurde er verschiedentlich als "Bentonit" oder "ein dem Bentonit ähnliches Gestein" (KREATSAS 1963, S. 8) bezeichnet.

Die Dolomitmergel-Partien sind häufig von kleinen, mehr oder minder gut ausgebildeten Kügelchen meist um 5 mm  $\emptyset$  erfüllt (Abb. 41). Die Kügelchen können dicht gepackt sein oder auch nur ganz vereinzelt auftreten.

Schliff: Probe 53 (Abb. 41)

Es läßt sich deutlich ein dichter Schalenbereich von einem Kern unterscheiden. Die Zusammensetzung des Kernbereichs stimmt dabei weitgehend mit der der feinkörnigen Matrix überein. Die Schale ist meist nur dünn, wechselt aber in der Dicke stark. Sie zeigt einen feinen konzentrischen Aufbau. Die Form der "Kügelchen" ist unregelmäßig, langgestreckt mit Einbuchtungen. Häufig finden sich auch Schalenrümpfer.

Zur Deutung bietet sich ein Vergleich mit den zuletzt von SCHÖTTLE & MÜLLER (1968) untersuchten rezenten Onkoiden

der "Schneggli-Sande" des Gnadensees an. Es wird vermutet, daß die Genese hier ähnlich verlief, daß Blaugrün-Algen in kleinen flachen Gewässern (Altwasser!?) Schlammklumpchen umkrustet haben. Die so entstandenen Onkoide wurden häufig, wohl infolge teils stärkerer Wasserbewegungen, vielleicht aber auch durch Frost-Einwirkungen, zerbrochen.

Weitere Profile aus den Zyfia-Schichten (Abb. 7 und Anl. 4) sollen hier nur kurz erwähnt werden:

Das Profil Zy 3 liegt westlich Zyfia, nahe am Bruchrand zu paläozoischen Grauwacken und mesozoischen Kalken. Es enthält vorwiegend gröbere kiesige Sande in schmutziger toniger Matrix. Vereinzelt fanden sich Pflanzenreste und größere verkohlte Holzreste.

Das Profil Zy 4 wurde im Süden, im Gebiet von Armolia, aufgenommen. Es wird im Zusammenhang mit der Besprechung der dortigen Randfazies erläutert.

Die Profile Tu 1 bis Tu 6 (Anl. 4) zeigen in ihrem unteren Teil ebenfalls Zyfia-Schichten. Im Profil Tu 1, aus dem Talgebiet zwischen Zyfia und Sklavia erreicht der Dolomitmergel eine Mächtigkeit von etwa 2,5 m. Das Profil Tu 3 nahe der Ziegelei Michalou bei der Bucht von Mega-Limionas zeigt etwa 3 m dieses Mergels.

Nach oben werden die Sedimente der Zyfia-Schichten allmählich feinkörniger, Schluff- und Ton-Einschaltungen von rötlicher Farbe werden häufig bis vorherrschend. Der Übergang zum Typus der Keramaria-Schichten ist fließend.

Die Mächtigkeit der Zyfia-Schichten dürfte aufgrund der sehr variablen grobklastischen Einschaltungen stark schwanken. Es wird mit maximalen Mächtigkeiten von ca. 150 m gerechnet.

### Fossilführung:

Die Zyfia-Schichten sind fossilarm, größtenteils vor allem in den grobklastischen Partien fossilleer. In Feinsanden und Schluffen wurden meist nur schlecht erhaltene Pflanzen-

reste gefunden. Aus dem höchsten Teil der Zyfia-Schichten (Anl. 4, Profil Tu 3) konnten am Nordende der Ziegelei Michalou relativ gut erhaltene Blattabdrücke geborgen werden. Das Fossilmaterial lag in glimmerreichen, feingeschichteten, teils leicht schräggeschichteten und nur schwach verfestigten Feinsanden. Aus 46 Handstücken (Probe 69/59) mit bestimmbaren Resten wurde die folgende Flo-  
ra ermittelt (det. Mädlar):

Cinnamomum sp. (11x)

Populus sp. (8x)

Acer cf. monspessulanum vel creticum (3x)

Fagus sp. (3x)

Fagus cf. ferruginea (1x)

Ericaceen-Blättchen (2x)

Potamogeton-Blättchen (1x)

?Laurus sp. (7x)

?Corylus-Nüsse (4x)

?Abies sp. (2x)

?Salix sp. (1x)

?Betula sp. (1x)

?Andromeda sp. (1x)

Neben nicht näher bestimmbaren Ostrakodenresten wurden knapp über den blätterführenden Lagen auch Steinkerne von Bivalven gefunden (Probe Z - 1). Sie gehören 2 verschiedenen Gattungen an (det. Schütt):

Anodonta sp.

Corbicula sp.

Das schlecht erhaltene und deshalb artlich nicht bestimmbare Fossilmaterial läßt in diesem Gebiet keine genauere biostratigraphische Einstufung der neogenen Zyfia-Schichten zu.

### c) Keramaria-Schichten

Die terrestrischen, partienweise limnischen Keramaria-Schichten wurden nach der Gegend Keramaria im Küstengebiet südlich des Ortes Thymiana benannt. Dort liegt auch die große Ziegelei Michalou (etwa 2,5 km südlich von Thymiana), die diese Schichten abbaut und verarbeitet. Von der Ziegelei an der Küste, über den Ort Neochori bis in das Talgebiet nordöstlich von Tholopotami, nehmen sie einen meist schmalen, geschlossenen Streifen ein. Sie finden sich dann ebenfalls in den Talgebieten nördlich und südlich des Klosters Sikilia sowie südwestlich von Exo Didyma. Gute Aufschlüsse in diesen Schichten enthält auch noch der östliche Talhang des Potamos Karteros in der Gegend von Kalamoti.

#### Gesteinsbeschreibung:

In den Keramaria-Schichten herrschen rote Tone und Schluffe vor, untergeordnet treten grüne Sandlinsen auf. Mit ihren kräftigen roten und grünen Farben sind diese Schichten im Gelände gut zu erkennen. Durch einen hellen Tuff-Horizont an der Basis und die weißen Süßwasser-Kalke der Nenita-Schichten im Hangenden werden die Sedimente der Keramaria-Schichten klar fixiert. Der Tuff-Horizont bildet eine markante Lage im tiefsten Teil der Keramaria-Schichten. Er liegt meist nur wenige Meter über der lithologischen Grenze zu den liegenden Zyfia-Schichten. Eine Beschreibung des Tuffes erfolgt im Kapitel Vulkanite.

Das Profil Ke 1 (Anl. 4, das Tuff-Hangende von Profil Tu 3 und Beschreibung S. 132) zeigt sehr deutlich den Wechsel von tonigen und sandigen Lagen. Auffällig ist, daß die Rotfärbung auf Tone und Schluffe beschränkt bleibt.

Die grünen Farben der Sande können auch die Tone und Schluffe erfassen. Lagenweise treten in den tonigen Partien Karbonat-Knauern auf. Eine hellrosa Karbonatknolle zeigt schräg zur Schichtung verlaufende Styliolithen (Abb. 42). Die röntgenographische Analyse ergab für diese Knolle neben Ton-Mineralien und Quarz, vor allem Dolomit (Abb. 20, Probe Z - 16). Die roten Tone direkt neben der Knolle enthalten demgegenüber zwar etwas Kalzit, ein Dolomitgehalt wurde jedoch nicht festgestellt (Abb. 20, Probe Z - 0).

Die eingeschalteten Sande stellen gewöhnlich linsenförmige Körper dar, die häufig Schrägschichtung enthalten. In der Ziegelei-Südwand ist eine solche Linse von etwa 200 m Erstreckung angeschnitten. Eine Anzahl von Korngrößen-Analysen (Proben Z - K) aus dieser Lage ergaben meist eingipfelige Kurven, mit Maxima bei  $\phi = 2$  oder  $\phi = 3$  (Abb. 17). Ton- und Schluffgehalt sind nur gering, die Sortierung ist relativ gut. Vereinzelt treten in der Lage auch Grobsand - bis Feinkies-Einschaltungen auf. Ihre Komponenten sind vorwiegend Quarz, Quarzit sowie Lydit. Sie sind meistmäßig gut gerundet. Teilweise sind diese Sande, insbesondere in den Basis-Lagen über den Tonen, karbonatisch verfestigt.

Die weiteren Profile aus den Keramaria-Schichten (Anl. 4, Profile Tu 2 bis Tu 6) und deren regionale Lage zeigen, daß trotz mancher lokaler Einflüsse die typischen Merkmale dieser Schichten über große Entfernungen erhalten bleiben. Aus den Profilen Tu 2 bis Tu 6 (Anl. 4) sind unschwer die Mächtigkeiten dieser Schichten zu entnehmen. Die größten Beträge lassen sich dabei im Gebiet zwischen Vavyli und der Ziegelei feststellen. Hier setzen die roten Ton-Sedimente auch bereits im Liegenden des Tuffes ein. Im Hangenden des Tuffes erreichen sie ca. 130 m, während sie in den Verbreitungs-Gebieten längs des Weststran-

des zwischen dem Kloster Sikilia und dem Ort Kalamoti meist weniger als 60 m Mächtigkeit aufweisen.

### Fossilführung:

Die rotbraunen Tone, graugrünen Schluffe und Sande dieser Schichten enthalten stellenweise reichlich Reste von Vertebraten, die das Neogen von Chios berühmt gemacht haben. Aus dem Gebiet der Ziegelei Michalou (an der Küste 2,5 km südlich des Ortes Thymiana), hat PARASKEVAIDIS (1940) eine Fauna mit 8 Großsäuger-Arten beschrieben:

- " *Sanitherium masticum* PARASKEVAIDIS
- Listriodon* aff. *lockharti* POMEL var. *michali* PARASKEVAIDIS
- Dorcatherium* aff. *nau* KAUP
- Cervus* aff. *lunatus* H. v. MEYER
- Georgiomeryx* *georgalasi* PARASKEVAIDIS
- Antilope sp.
- Dinotherium bavaricum aegaeum* PARASKEVAIDIS
- Mastodon angustidens* CUVIER "

Weiterhin wurden aus der Ziegelei-Grube zwei Steinkerne von Schildkröten geborgen und (PARASKEVAIDIS 1955) bestimmt als:

- " *Testudo* sp. "

Genaue Fundlagen konnten nicht angegeben werden. Das Material von KREATSAS (1963) stammt ebenfalls aus dem Ziegelei-Gebiet (Bearbeitung durch Prof. Dr. Paraskevaidis), erbrachte jedoch keine zusätzlichen Arten. Angaben über Fundlagen fehlen auch hier.

Im Zusammenhang mit der 1965/66 durchgeführten Kartierung dieses Gebietes wurden bereits bei den ersten Begehungen

eine Reihe von Fundlagen entdeckt:

- KV I etwa 600 m südwestlich der Ziegelei im Brandungs-Gebiet an der Küste;
- KV II im Ziegelei-Bereich im Niveau der großen Sandlinse: in den Sanden selbst sowie in den tonig-schluffigen Lagen ihrer Umgebung;
- KV III im Talgebiet südwestlich Exo Didyma, knapp über dem Tuff-Horizont.

Die aufgesammelten Knochen- und Zahnreste gehören vornehmlich Großsäugern an. Häufig fanden sich auch Schildkrötenreste. In einer kleinen Schlämmprobe wurde auch der Rest eines Kleinsäugers gefunden.

Die Fundstelle KV I im Küstenanschnitt ist sehr reichhaltig. Die fossilreichste Lage bildet ein schmutzig-graugrüner, kiesführender, mergeliger Sandstein. Er entspricht den in diesen Schichten üblichen, schwach verfestigten Sandlinsen, ist jedoch hier in großen Partien, insbesondere in den Bereichen mit Fossilresten karbonatisch sehr stark verfestigt. In frischem Zustand zeigen diese harten Partien blaugraue Farben. Häufig sind auch meist lagig angeordnete Karbonat-Knauern. Die Lage erreicht eine Mächtigkeit bis ca. 2 m. Sie streicht mit flachem Einfallen um Süd nach Südost zu ins Meer aus. Auf einer Länge von ca. 60 m läßt sie sich im Küstenanschnitt verfolgen. Im Nordosten wird sie dann an einer Querstörung mehrere zehner Meter tief herabgesetzt und ist weiter im Norden nicht mehr eindeutig auffindbar.

Die Fundlage liegt im Brandungsbereich. Sie wird partienweise durch eine Hohlkehle unter schnitten. Auf dem flachen Küstensaum, der bei günstigem Wind vom Meer nur bespült wird, fanden sich zahlreiche Schuttbrocken aus dieser Lage. Sie haben häufig Knochenreste geliefert. Ein großes Unterkiefer-Fragment konnte geborgen und präpariert

werden (Abb. 43). Mit Hilfe des gut erhaltenen Molars (unten, rechts, hinten) war es leicht möglich, das Stück zu bestimmen als:

*Mastodon angustidens* CUVIER

Zahlreiche verschiedene, meist große Knochenstücke aus dieser Lage deuten auf eine reiche Großsäuger-Fauna hin. Häufig sind aber auch Fragmente von Schildkrötenpanzern und vereinzelt wurden Steinkerne von Bivalven gefunden.

Wenige Meter über den Sandstein-Partien mit Großvertebraten wurde aus einer geringmächtigen, grauen, schluffigen und mergeligen Lage der Teil eines kleinen Kieferastes ausgeschlämmt. Es handelt sich dabei um (det. Tobien) ein Oberkiefer-Fragment mit stark abgekauten  $M^1$  und  $M^2$  eines:

*Cricetodontinae*, von der Größe des *Cricetodon sansaniense*

Eine einwandfreie Spezies-Bestimmung war anhand dieses Restes nicht möglich.

Die Fundstelle KV II an der Südwand der Ziegelei-Grube lieferte aus grünen Sanden und roten schluffigen Tonen zahlreiche Knochenfragmente. Häufig fanden sich wieder Reste von Schildkröten. Aus der großen Sandlinse (Anl. 4, Profil Tu 3) wurde ein gut erhaltener Zahn geborgen. Seine Bestimmung ergab (det. Tobien):

*Cervus* sp.,  $M^2$  sup. sin. - von etwa Rehgröße, wahrscheinlich aus der Gruppe der *Muntjacini*

Die Fundstelle KV III im Talgebiet südwestlich Exo Didyma hat aus kiesführenden Sanden Knochen- und Zahnfragmente geliefert, die wahrscheinlich zu *Mastodon* gehören. In schluffig-tonigen Lagen unmittelbar darüber fanden sich weitere ebenfalls nicht näher bestimmbare Vertebratenreste.

Seit Frühjahr 1967 hat Prof. Dr. H. Tobien (Mainz) die Ausbeutung dieser Vertebraten-Lagen in Chios übernommen. Er hat mit seinen Schülern inzwischen in mehreren Grabungskampagnen umfangreiches Material von der Fundstelle (KV I) an der Küste und aus dem Gebiet der Ziegelei (KV II) gesammelt. In drei vorläufigen Mitteilungen (MELENTIS & TOBIEN 1967 und TOBIEN 1968 und 1969) wird von den Grabungen berichtet und eine grobe Bestimmung des dabei gefundenen Materials gegeben. Von der Fundstelle KV I im Küstenanschnitt werden Knochen- und Zahnreste der folgenden Großsäuger angegeben (TOBIEN 1968, S. 53):

- " 1. Mastodon angustidens (Mastodonten sind Vorfahren der Elefanten und gehören zu den Charaktertieren des Jungtertiärs in Eurasien, Afrika und Nordamerika)
- 2. Rhinoceride (Nashornartiger)
- 3. Ruminantier I (größerer Wiederkäuer)
- 4. Ruminantier II (kleinerer Wiederkäuer)
- 5. Sanitherium (Schweineartiger Paarhufer),  
dazu Schildkrötenplatten. "

Rhinoceriden waren bisher aus Chios noch nicht bekannt. Von Mastodon angustidens wurden neben zahlreichen Resten, zwei weitgehend vollständige Schädel, die zu den besterhaltenen Exemplaren dieser Spezies gehören, geborgen.

Besonders wichtig und interessant sind die Funde von Kleinvertebraten. Sie wurden aus drei verschiedenen Partien beschrieben. Aus der bereits genannten schluffig-mergeligen Lage im Küstenanschnitt (KV I) und aus zwei Lagen im Gebiet der Ziegelei (KV II). An Kleinsäu-  
gern werden daraus erwähnt (TOBIEN 1968, S. 54):

- " Cricetodon, große Spezies (hamsterartiges Nagetier)
- Cricetodon, kleine Spezies (hamsterartiges Nagetier)
- Megapedetes (Verwandter des afrikanischen Springhasen)

Phiomyide (ausgestorbene, afrikanische Nagergattung)  
Prolagus sp. (hasenartiges Nagetier)  
Insectivorum (kleiner Insektenfresser) "

Die Nager Phiomyide und Megapedetes galten bisher nach Ursprung und Verbreitung als rein afrikanisch. Ihre Anwesenheit auf Chios ergibt ganz neue biogeographische Hinweise. Eine Besiedlung des Ägäis-Festlandes im Neogen erfolgte offensichtlich nicht nur durch Säugetiere eurasiatischer, sondern auch afrikanischer Herkunft.

Daneben fanden sich noch Kieferreste und Knochenplatten von Ophiosaurus (fußlose Eidechse) und Panzerplatten-Bruchstücke von Schildkröten.

Die Keramaria-Schichten lieferten neben den angeführten Landwirbeltieren und Reptilien noch Reste von:

|                       |                                                                                                                                                    |
|-----------------------|----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| <u>Pisces</u>         | kleine Knöchelchen und Schlundzähne von Cypriniden                                                                                                 |
| <u>Gastropoden</u>    | Schalenreste und Steinkerne von Heliciden, Planorben und Bithynien                                                                                 |
| <u>Bivalven</u>       | nicht näher bestimmbare Steinkerne                                                                                                                 |
| <u>Ostrakoden</u>     | schlecht erhaltene Schalen-Bruchstücke von Cyprididen                                                                                              |
| <u>Insektenbauten</u> | zylindrisch-keulenförmige Gebilde, die als Steinkerne von Nestern solitärer Bienen gedeutet werden. Sie sollen hier kurz näher beschrieben werden: |

In den schluffigen, rotbraunen oder auch meist stärker feinsandigen grünlichen Partien im Bereich der Ziegelei, aber auch an anderen Orten in dieser Folge, treten partienweise häufig zylindrisch-keulenförmige oder eikegelförmige Hohlraum-Ausfüllungen auf. Diese Gebilde werden

als Steinkerne von Insektenbauten gedeutet. Sie liegen meist mehr oder minder waagrecht im Sediment. Die vorliegenden Steinkerne (Abb. 44) erreichen eine Länge bis zu mehreren cm. Sie sind im Querschnitt meist gut rund, können jedoch auch leicht verdrückt sein und haben etwa 6 mm Ø. Ihre Gestalt ist gestreckt-keulenförmig (Abb. 44, Nr. 1), leicht bis stärker gekrümmt-keulenförmig (Abb. 44, Nr. 2) oder langgestreckt, schwach gekrümmt und untergliedert (Abb. 44, Nr. 3). Die Oberflächen sind glatt. Die Steinkerne bestehen im wesentlichen aus dem gleichen Material wie ihre Umgebung. Sie sind durch eine sehr dünne, dichtere Grenzzone vom umgebenden Gestein getrennt.

Solche Gebilde wurden aus verschiedenen Gebieten schon des Öfteren erwähnt. In der Türkei hat z. B. PHILIPPSON (1915) im Neogen von Akköy-Milet diese Bauten beobachtet und BECKER-PLATEN (1970) konnte solche Steinkerne als typische und ungemein häufige Bildungen, in den von ihm benannten Yatagan-Schichten (Pannon), zur Charakterisierung dieser Ablagerungen heranziehen. Vom Hohenstoffeln im Hegau sind sie in vulkanischen Tuffen des Obermiozäns ebenfalls seit langem bekannt (RECK & DIETRICH 1922, SAUER & SCHREMMER 1969).

Mit den von SAUER & SCHREMMER (1969) beschriebenen Formen stimmen die Stücke von Chios gut überein. Demnach dürften in dem vorliegenden Material die Bautentypen 1 und 3 (Nummer 1 und 2 in der Abb. 44) sowie der Bautentyp 4 (Nummer 3 der Abb. 44) vorliegen. Die Bautentypen 1 und 3 sind mit Brutzellen heutiger Langhornbienen (Eucera- und Tetralonia-Arten) vergleichbar. Der Bautentyp 4 umfaßt Linienbauten (= mehrkammerige Nester), wie sie die heutigen Pelzbienen (Anthophora) und die Blattschneiderbienen (Megachile) anlegen.

Daneben fanden sich noch, hier nicht näher bestimmte, leicht gekrümmte, vorwiegend senkrecht im Sediment stehende Ausfüllungen von Grabgängen (Nummer 4 in Abb. 44). Sie haben einen meist gut runden Querschnitt um 8 mm  $\varnothing$  und sind leicht gebogen. Ihre Oberfläche ist rauh und unregelmäßig.

Datierung: Die Vertebraten der Keramaria-Schichten lassen bisher noch keine feinstratigraphischen Schlüsse zu. Mastodon angustidens CUVIER ist das Charaktertier des Miozäns. Die von PARASKEVAIDIS (1940) beschriebene Großsäuger-Fauna ergab, insbesondere durch das Auftreten von Sanitherium leobense (ZDARSKY) - ist identisch mit Sanitherium masticum PARASKEVAIDIS (1940), das von THENIUS (1959) wieder auf die alte Art leobense berichtigt wurde - eine Einstufung in das Obermiozän (Sarmat).

TELLER (1880) setzte bei seiner Datierung voraus, daß alle pflanzenführenden Schichten in etwa gleichaltrig sind. Er nahm starke Faziesänderungen im Neogen von Nord nach Süd an. Die sandigen Einschaltungen am Fuße der Küstenwände am Kap von Nenita lieferten Blattabdrücke, die nach STUR (in TELLER 1880) ein obermiozänes Alter ergaben. Sie wurden mit nicht näher bestimmbareren Pflanzenresten in den Keramaria-Schichten (zwischen Vavyli und Tholopotami) und in den Thymiana-Schichten (am Kap A. Elenis) gleichgesetzt. Diese paläogeographischen Vorstellungen lassen sich aufgrund der lithostratigraphischen Untersuchungen nicht aufrecht erhalten, wenngleich ein sarmatisches Alter der Keramaria-Schichten inzwischen durch die Vertebraten belegt wurde.

#### d) Nenita-Schichten

Die überwiegend limnischen Ablagerungen im Hangenden der Keramaria-Schichten sind nach dem Städtchen Nenita, das rund 16 km südlich der Stadt Chios inmitten des von diesen Sedimenten aufgebauten Gebietes liegt, als Nenita-Schichten benannt.

Im Vergleich zu den anderen Schichten des Neogens von Chios nehmen die Nenita-Schichten mit etwa 50 km<sup>2</sup> das größte und geschlossenste Areal der Insel ein. Sie folgen im Hangenden der Keramaria-Schichten südlich einer gebogenen Linie, die sich aus dem Bereich der Ziegelei Michalou im Gebiet Keramaria an der Küste über den Ort Neochori bis nach Tholopotami hinzieht. In der Anl. 2 ist diese Grenzlinie dargestellt, die im Landschaftsbild deutlich als Geländekante erscheint, da die überwiegend festen karbonatischen Sedimente der Nenita-Schichten, die wenig verfestigten Tone, Schluffe und Sande der Keramaria-Schichten im Liegenden vor Erosion schützen. Die Westbegrenzung verläuft dem Bruchrand zum Grundgebirge parallel, wobei die Nenita-Schichten über große Strecken an den Randstörungen im Osten eingesunken sind und dabei in der Nähe dieser Störungen meist steilgestellt, örtlich sogar überkippt wurden. Im Osten treten an der gesamten Küstenlinie zwischen Voltes, östlich von Kallimasia etwa 1 km südwestlich der Ziegelei Michalou gelegen, über Katarraktis, Kap Nenita und Kap. A. Agridion bis nach Komi nur Gesteine dieser Schichten auf.

Mit den Nenita-Schichten endet das konkordante Profil des Neogens in Südost-Chios. Vereinzelt werden die neogenen Ablagerungen heute von quartären Sedimenten bedeckt, die in Form von Schottern, Gehängebrekzien, Alluvionen und Schutt in meist tektonisch vorgezeichneten und überwiegend bereits im Plio-/Pleistozän entstandenen Talzügen und Erosionswannen diskordant über den limnischen Nenita-Schichten lagern.

## Gesteinsbeschreibung:

Die Ablagerungen der Nenita-Schichten bestehen aus einer Wechsellagerung von Kalken, Mergeln und Tonen des Süßwassers. Gelegentlich finden sich auch mächtigere Einschaltungen von Feinsanden. Vorherrschend sind weißgraue und hell beige Farben. Die sehr wechselhafte Abfolge läßt sich als Kombination einer Reihe von Grundelementen: Kalk, Ton, Sand und Biogen-Material auffassen. Dazwischen gibt es lateral wie vertikal vielerlei Übergänge und Überschneidungen sowie manigfaltige Differenzierungen sedimentärer, biogener und schließlich diagenetischer Natur. Aus den Profilen (Anl. 5 und Beschreibung S. 134 ff.) sind diese Verhältnisse gut zu ersehen. Im folgenden wird versucht, generalisierend die einzelnen Hauptelemente in ihrer Vielfalt zu umreißen.

Die Süßwasser-Kalke sind weiß, gelblich-weiß oder hell beige, meist sehr unrein, häufig stärker tonig, teils auch leicht schluffig. Deutlich gradierte, meist mit brekziös resedimentären oder schillig biogenen Grobmaterial an der Basis, wechseln mit dichteren homogenen Partien. Es können auch ganze Bänke brekziös sein. Manche Lagen enthalten kleine Onkoide; teils finden sich auch Onkolith-Lagen. Die Kalke sind unterschiedlich, meist gut verfestigt, häufig krei-dig abfärbend, im dm- bis m-Bereich bankig und gut geklüftet. Die Kluftflächen zeigen oft einen gelbbraunen oder grauschwarzen dünnen Kluftbelag.

Die Mergel sind hellgrau, beigefarben oder stärker bräunlich. Sie werden teilweise schluffig, sind vorwiegend feinschluffig, oft dünnbankig (cm- bis dm-Bereich), meist schwächer verfestigt als die Kalke und abreiblich. Stärker tonige Kalke und Mergel sind im Gelände nicht klar zu unterscheiden, die Übergänge sind fließend.

Tone, hellgrau bis weißblau, schließen sich mit abnehmendem Kalkgehalt an die Mergel an. Sie sind häufig stark kalkig, meist relativ fest und wittern bröckelig ab. Daneben finden sich aber auch hellgraue bis graugrüne Tonlagen, die meist feinschichtig und teils feinblättrig sind. Sie haben oft nur geringen Kalkgehalt und sind teils stark schluffig.

Sand-Einschaltungen treten in sehr verschiedener Mächtigkeit des öfteren auf. Die Sande haben helle bräunliche oder grüngraue Farben. Sie sind vorwiegend feinkörnig, können zwar Korngrößen bis um 1 mm erreichen, liegen in ihrem Verteilungs-Maximum aber meist um  $\phi = 3$ . Ihr Ton- und Schluffgehalt wechselt stark. Meist sind die Sande mittelmäßig bis gut sortiert (siehe dazu Abb. 17, Diagramm DS 4). Besonders in den gröberen Partien ist Schrägschichtung zu finden. An der Unterseite von Sandbänken wurden auch Strömmungswülste beobachtet. Die Sande sind oft glimmerreich. Diese Glimmer erscheinen mitunter unverhältnismäßig frisch. Die Vermutung liegt deshalb nahe, daß es sich dabei um eingespültes Tuff-Material handelt.

Tuff-Lagen, meist kaum verspült, teils deutlich gradiert, konnten zwischen Mergeln und Tonen eingebettet beobachtet werden. Die Lagen sind sehr mürbe und nur geringmächtig (mehrere cm bis zu wenigen dm) und sind deshalb nur schwer zu finden. Sie konnten aber vereinzelt in kleinen Aufschlüssen über das ganze Gebiet der Nenita-Schichten nachgewiesen werden. Teilweise wurden im Profil zwei verschiedene Lagen, die jedoch sehr nahe beisammen liegen, festgestellt. Es erscheint vertretbar, diese Tuffe bis Tuffite soweit möglich, zu einer Korrelation der Profile (Anl. 5) heranzuziehen (siehe auch Teil C, Vulkanite).

Der Biogen-Anteil in den Kalken und Mergeln ist sehr unterschiedlich. Partienweise treten Schill-Lagen auf.

Neben Pflanzenresten (meist nur Häcksel) finden sich vor allem Mollusken (vorwiegend Gastropoden), Ostrakoden und Fischreste. Die an organischen Resten reichen Partien bilden oft regelrechte bräunliche meist schluffige Stink-Kalke bzw. Stink-Mergel. Sie sind häufig erfüllt mit Resten von Schilfgräsern.

Braunkohle-Lagen, liegen häufig zwischen Mergel- und Kalkbänken, treten aber auch in tonigen und feinsandigen Partien auf. Die Braunkohle ist schwärzlich-braun, teils erdig-mürbe, meist aber fest-spröde, matt-glänzend und grob-stückig. Sie ist sehr schmutzig mit hohem Ton- und Schluffgehalt. Meist enthält sie viel Schill, vorwiegend von Gastropoden. Die Mächtigkeiten dieser Lagen schwanken stark, erreichen aber höchstens einige dm, meist jedoch nur wenige cm. Die größten Mächtigkeiten wurden am Kap von Nenita (Profil Ne - I) beobachtet. Hier erreicht eine Lage zusammen mit dünnen Mergel-Einschaltungen ca. 1,5 m Dicke. Sie wurde früher sogar abgebaut, zuletzt während des Zweiten Weltkrieges. In den Ausbissen an der Oberfläche zeigen kohlige Lagen Oxydations-Erscheinungen. Oft beobachtet man hell gelbliches Ausblühen, wohl von Alaunsalzen. Daneben findet sich Gips in Form von Marienglas oder als kleine bräunliche, vielfach verzwilligte Kristalle.

An Sediment-Strukturen treten Fließmarken, Auskolkungen, Netzleisten und Rutschfalten auf. Deutliche Fließmarken konnten verschiedentlich an der Basis gröberer Schüttungen beobachtet werden. Auf der Unterseite von Sandstein- und Schluffbänken finden sich langgezogene Wülste, die Abgüsse von kleinen Rinnen in den liegenden Kalk- oder Mergelbänken. Vereinzelt wurden auch größere Rinnen und kleine Tröge beobachtet.

Häufig sind auf der Oberseite der Kalk- und Mergelbänke polygonale Netzleisten ausgebildet. Eine im Brandungs-

bereich liegende Karbonatbank (aus dem Küstenprofil Ne - 01, Anl. 5) zeigt einen sehr schönen vom Meer blank polierten Querschnitt (Abb. 45). Die Schichtoberflächen dieser Lagen sind wenig daneben frei erodiert und zeigen die polygonale Struktur (Abb. 46).

Abb. 45 Im Querschnitt sind die tief aufgerissenen Spalten, zwischen denen teils mächtige Scherben halb abgeplatzt sind, zu sehen. Dunklere, schmutzig kohlige Tone, zusammen mit aufgearbeiteten brekziösen Grobmaterial verfüllten die Risse und bildeten schmutzige, schillreiche Groblagen. Schließlich setzte wieder reinere Kalk-Sedimentation ein, bis ein erneutes Trockenfallen erfolgte. So wie hier ein zweimaliger Wechsel zu sehen ist, konnten auch 4- und 5-facher Wechsel mit unterschiedlichen Sediment-Mächtigkeiten dazwischen beobachtet werden.

Die Fließmarken und Netzleisten zeugen von Strömungen, von Relief und schwankendem Wasserstand in dem Seengebiet. Rutschfalten, die an verschiedenen Stellen und in sehr unterschiedlicher Größe und Ausbildung zu beobachten sind, weisen auf synsedimentäre tektonische Bewegungen hin. Sie werden im Kapitel Tektonik näher vorgestellt und diskutiert.

Diagenetische Veränderungen im Sediment sind meist besonders gut anhand des Biogen-Materials zu beobachten. Löchrige Kalk- und Mergelbänke (Löcher um 1 mm Ø) entstanden durch die Einbettung zahlreicher kleiner turmförmiger Gastropoden-Gehäuse. Die Gehäuse sind unverfüllt, teils ist die Gastropoden-Schale weggelöst, oft sind die Gehäuse deutlich verdrückt.

In den Kalken und Mergeln treten häufig schwarzgraue oder graubräunliche Verkieselungen auf. Meist sind es dünne (um 1 cm) langgestreckte Linsen (bis mehrere dm), teils auch dickere Knollen und mitunter regelrechte Lagen von cm- bis dm-Dicke, die sich oft über mehrere zehner Meter

verfolgen lassen und auch noch über größere Entfernungen durchzuhalten vermögen. Die Kieselsäure-Anreicherungen scheinen bevorzugt in gröberen und poröseren Karbonat-, insbesondere auch in Schill-Lagen aufzutreten (Abb. 47 und Abb. 48). Die eingekieselten Fossilien sind meist kaum verdrückt oder zumindest weit weniger stark zerbrochen als die aus ihrer unverkieselten Umgebung.

Auch die relativ gut porösen Onkolithe sind häufig in großen Partien verkieselt und lassen sich hier gut untersuchen. Die Profile Ne - 05 und Ne - 04 (Anl. 5) enthalten verkieselte Onkolith-Lagen.

Schliff: Probe Ne - 05/10 (Abb. 49)

In der wasserklaren Kieselsäure sind die Onkoide sehr gut zu erkennen. Ihre Größe schwankt stark. Sie erreichen von Bruchteilen eines mm bis zu 4 mm  $\varnothing$ . Die Mehrzahl liegt aber bei etwas über 1 mm  $\varnothing$ . Als Kerne der Onkoide wurden verschiedene Fossilreste: Ostrakoden-Schälchen, Gastropoden-Reste und kohlige schwarze Pflanzenreste (z. B. Characeen-Bruchstücke) beobachtet. Teilweise scheinen auch kleine resedimentäre Gesteinstrümmmer als Kern vorzuliegen. Die Art des Kernmaterials läßt sich aber nur sehr selten genau, häufig überhaupt nicht feststellen, da bei der Verkieselung viele Merkmale zerstört wurden. Die Schale erreicht mit mehreren, meist annähernd konzentrischen Lagen, oft eine große Dicke.

Die Verkieselung erfolgte von den Zwickeln her, wie in randlichen Partien dieser Bank, in denen nur diese Zwickel verkieselt sind, während die Onkoide noch karbonatisch vorliegen, deutlich zu sehen ist. In den größeren Zwickeln umschließt amorphe Kieselsäure in einem schmalen Saum am Rande zu den Onkoiden drusige, oft völlig von Quarzkristallen zugewachsene Hohlräume. Sedimentär zerbrochene Onkoide wurden nicht beobachtet.

Schliff: Probe Ne - 04/8 (Abb. 50)

Diese Onkoide sind deutlich kleiner, meist liegen sie um 0,5 mm  $\varnothing$ . Sie sind zudem sehr dicht gepackt und greifen häufig mit Ecken und kleinen Spitzen in Zwischenräume ein. Auch hier lassen sich die Kerne meist nicht genauer definieren.

Es scheint aber, daß sie vorwiegend aus Gesteins-Partikeln bestehen. Die Schale ist teilweise nur dünn, aber auch hier meist nahezu konzentrisch ausgebildet. Zerbrochene Onkoide wurden auch hier nicht beobachtet.

Einen Überblick über die Abfolge in den Nenita-Schichten geben die Profile Ne - 06/A (Beschreibung S. 134) und Ne - 02 (Beschreibung S. 136). Das Profil Ne - 06/A ist ein Ausschnitt des Profils Ne - 06 (Anl. 5). Es enthält blätterführende Sande und Lagen mit reichen Pollengehalt. Das Profil Ne - 02 (Anl. 5) erfaßt auch eine dünne Tuff-Lage mit deren Hilfe verschiedene Profile korreliert werden konnten.

Die Mächtigkeit der Nenita-Schichten wird aufgrund der Profil-Korrelation (Anl. 5) auf über 200 m geschätzt. In Randbereichen wurden aber sicherlich nur geringere Mächtigkeiten erreicht.

#### Fossilführung:

Die Nenita-Schichten sind fossilreich. Allerdings zeichnen sich die verschiedenen Fossilgruppen, wie bei solchem Milieu typisch, durch große Individuenzahl bei geringer Artenzahl aus. Hinzu kommt, daß die meist dünnschaligen Organismen oft bereits bei der Sedimentation zerbrochen sind, teilweise aber auch diagenetisch zerdrückt, angelöst oder umkristallisiert wurden.

#### Flora

Am häufigsten sind Pflanzenreste in den Sanden. Sogar gut erhaltene Blattabdrücke finden sich lagenweise zahlreich. Im Liegenden der früher abgebauten Braunkohle-Lagen am Kap von Nenita hat TELLER (1880) aus schwach verfestigten,

teils feinblättrigen tonigen Sanden eine Reihe von Blattabdrücken beschrieben. Aus seiner Beschreibung ist heute nicht mehr eindeutig zu ersehen, aus welcher der blätterführenden Lagen des tieferen Teils von Profil Ne I (Anl. 5) diese Handstücke stammen. Obwohl sie aus einem ca. 5 m tiefen Schacht entnommen wurden, der damals bei der Suche nach einem mächtigeren Braunkohleflöz abgeteuft wurde, kann für sehr wahrscheinlich gelten, daß aufgrund der nach Süden einfallenden Schichten dieser Bereich im Profil erfaßt ist. Es müßte sich um die Sandlagen der Probe Ne 35 oder Ne 42 handeln. STUR (in TELLER 1880, S. 353) stellte aus 14 Handstücken dieser Flora folgende Arten fest:

" *Fagus* sp.

*Carpinus* cf. *grandis* U. (unsichere Bruchstücke)

*Carpinus* *pyramidalis* GOEPP.

*Populus* n. sp. (eine Balsampappel)

*Salix* *varians* GOEPP. (nicht ganz sicher)

*Parrotia* *pristina* ETT. sp.

*Acer* sp. (Frucht-Bruchstück)

*Podogonium* *Lyellianum* HEER "

Auf diese Flora gründete TELLER (1880) seine Einstufung ins Sarmat.

Eigene Aufsammlungen wurden in den blätterführenden Sanden bei Komi (Profil Ne - 06; Probe A 9) durchgeführt. Solche blätterführenden Sandlagen sind in den Nenita-Schichten verbreitet, das zeigen die Schichtprofile (Anl. 5) sehr deutlich. Die Blätter sind im allgemeinen wohl weiter transportiert worden. Wahrscheinlich war ein Teil davon vor der Einbettung schon vertrocknet, jedenfalls deuten Blatt-Gerippe und Bruchstücke mit scharfer Kante darauf hin. Häufig liegen die Blätter auch eingerollt vor. Die bei Komi gewonnenen 78 Handstücke enthalten die folgende Flora (det. Mädler):

Acer sp. (19x)  
Acer cf. pseudoplatanus (1x)  
Acer cf. monspessulanum (1x)  
Salix sp. (12x)  
Quercus sp. (8x)  
Fagus sp. (7x)  
Populus sp. (5x)  
Laurus sp. (4x)  
Carpinus sp. (Blattreste und Fruchthüllen) (4x)  
Platanus sp. (3x)  
Leguminosen (Früchte und Blättchen) (4x)  
Potamogeton sp. (4x)  
Typha sp. (2x)  
cf. Andromeda sp. (1x)  
cf. Ceterach sp. (1x)  
? Betula sp.  
? Myrica sp.  
? Corylus sp.  
? Buxus sp.  
? Cinnamomum sp.  
? Crataegus sp.

Aus Braunkohle-, Ton- und teils auch Mergel-Lagen wurden zahlreiche Proben zur Untersuchung auf Pollen entnommen. Für eine quantitativ-statistische Auswertung waren die folgenden Proben geeignet (siehe dazu auch Profile der Anl. 5):

Ne - I/14 und Ne - I/22, aus dem Profil am Kap von  
Nenita;

Ne - 06/A 6, aus dem Profil am Kap nördlich Komi (La-  
ge knapp unter den blätterführenden Sanden);

66/144, aus dem Talgebiet zwischen dem Kloster A.  
Sikilia und dem Ort Tholopotami;

Herr Dr. L. Benda (Hannover) lieferte dazu den folgenden Befund\*:

" Die ermittelten Pollenspektren sind vor allem ausgezeichnet durch höhere Gehalte an Pinus-Pollen, wobei die altertümlichere Pinus haploxylon-Gruppe gegenüber der Pinus silvestris-Gruppe noch deutlich dominiert (Verhältnis ca. 9 : 1). Daneben sind höhere Gehalte an quercoiden Elementen (asper-Gruppe im Durchschnitt 6,5 %, microhenrici-Typ 3,3 %), Ulmipollenites undulosus WOLFF (9,7 %) sowie an Gramineen (12,3 %) charakteristisch. In geringeren Mengen treten Picea, Palmenpollen (areolatus-Typ) und inaperturate Formen (Taxodiaceen, Cupressaceen) auf. Vereinzelt sind daneben u. a. Pollenexinen von Tilia, Carya, Corylus, Alnus, Liquidambar, Nyssa, Betula und diversen Kräutern zu beobachten. Die im älteren Miozän des mediterranen Raumes noch kennzeichnenden Formen der myricoides-bituitus-rurensis-Gruppe und der microcoryphaeus-punctatus-Gruppe sind nur noch sporadisch vertreten.

Die Spektren entsprechen völlig dem aus dem türkischen Neogen bekannten "Pollenbild von Yeni-Eskihisar", dessen Alter aufgrund von Säugetier-Faunen von "sarmatischem Gepräge" eindeutig fixiert ist (siehe BENDA 1971, BENDA & MEULENKAMP 1972). Nach den gegenwärtig vorliegenden Korrelationen zum marinen Faziesbereich der Tethys sind diese pollenführenden Sedimente in das (? mittlere - höhere) Serravallium zu stellen. Dies wird durch neueste radiometrische Datierungen der Bundesanstalt für Bodenforschung bestätigt, welche für das "Pollenbild von Yeni-Eskihisar" bisher K-Ar-Werte von 11,0 - 11,6 m. y. ergeben haben. Näheres über diese Korrelation ist aus den Vorpublikationen zum 6. Neogen-Kongreß in Bratislawa (BECKER-PLATEN, BENDA et. al. 1975)

\* vor Drucklegung der Arbeit auf neuesten Stand (Dez. 1974) ergänzt

zu entnehmen ".

In dünnplattigen Mergelbänken des Profils am Kap von Nenita hat TELLER regellos auf den Schichtflächen liegende Früchte gefunden. STUR hat diese als Früchte eines Laichkrautgewächses, und zwar einer der Gattung *Ruppia* nahestehenden Art gedeutet und als "*Ruppia Telleri* STUR 1880" beschrieben (TELLER 1880, S. 354). Reste auf die seine Beschreibung zutrifft, fanden sich in den Mergeln der Nenita-Schichten auch an anderen Orten des Öfteren. Mehrere Handstücke, die solche Reste enthalten, wurden vom Kap von Nenita (Probe Ne - I/17), aus der Nähe von Komi (Probe Ne - 06/D6) und den Küstenaufschlüssen bei Voltes (Probe Ne - III/12) entnommen. Diese Reste wurden als Potamogeton-Steinkerne bestimmt (det. Mädler).

Die Sedimente der Nenita-Schichten sind reich an Pflanzenresten. Vorherrschend treten dabei nicht näher bestimmbare Häcksel auf, die das Zerreibsel eingespülter Blätter und Gräser sowie verdrifteter Wasserpflanzen darstellen. Gelegentlich sind noch deutlich Schilfreste, wahrscheinlich von *Typha*, zu erkennen. Die Abb. 48 zeigt eine Partie mit Schilfresten, die verkieselt ist und so den vorliegenden Anschliff ermöglichte, der deutlich zeigt, wie das stark zerbrochene Biogenmaterial, mit Gesteinskomponenten vermischt, eingebettet wurde.

Die Schlämmrückstände der Mergel- und Tonproben enthalten mitunter reichlich Oogonien von Armleuchteralgen (Charophyten) sowie Früchte der Schneidbinse *Cladium mariscus*. Aus Tab. 1 sind die aufgefundenen Arten zu ersehen. Herr Dr. K. Mädler (Hannover) gab zu dieser Flora den folgenden Befund:

" Aus der stratigraphischen Reichweite der einzelnen Arten geht hervor, daß sie alle im Obermiozän vorkommen können. Gegen die Einstufung ins Sarmat bestehen für die meisten



Proben keine Bedenken. Die Proben mit *Maedlerisphaera ulmensis* könnten etwas älter sein und noch zum Torton gehören, während manche, z. B. mit *Tectochara majoriformis* und den Steinfrüchten der Schneidbinse, *Cladium mariscus* L., vielleicht schon das Unterpliozän (Pannon) erreichen. "

Die Onkolithe oder Pisolithe (Abb. 49 und 50) bezeugen, daß auch andere Algen, wahrscheinlich Blaugrün-Algen am Aufbau der Kalksedimente beteiligt waren.

### Fauna

Die Bildungen der Nenita-Schichten sind sehr reich an Gastropoden. Besonders die großwüchsigen Formen sind jedoch meist zerdrückt. Partienweise sind die Schalen angelöst, teils auch völlig weggelöst. Überwiegend sind nur zerbrochene Exemplare, Steinkerne oder Abdrücke erhalten. Besser erhalten sind im allgemeinen die kleineren Gastropoden, die aus den Rückständen von Schlammproben gewonnen wurden. Häufig waren hierin auch Operculi, vermutlich von Bithynien zu beobachten.

TELLER (1880, S. 352 und S. 354) erwähnte die folgende Gastropoden-Fauna:

Planorben (Formen aus der Gruppe des *Planorbis cornu* BRONGNIART und vom Typus des *Planorbis Lartetii* NOULET)

*Lymnaea* (*Lymnaeus pachygaster* THOMAE, *Lymnaeus longiscatus* BRONGNIART und Formen ähnlich *Lymnaeus acuarius* NEUMAYR und *Lymnaeus megarensis* GAUDRY & FISCHER)

Steinkerne von Valvaten und Bithynien

kleine Pupa-Arten

*Hydrobia sepulcralis* PARTSCH

Aus zahlreichen Handstücken und Schlammproben konnte eine reiche Gastropoden-Fauna gewonnen werden (det. Schütt):

*Theodoxus* (Neritaea) *micans* (GAUDRY et FISCHER)  
*Prososthenia* *gregaria* (FUCHS)  
*Pseudamnicola* (Staja) *orientalis* (BUKOWSKI)  
*Truncatella* *subcylindrica* *subcylindrica* (LINNAEUS)  
*Marticia* *pauli* (FUCHS)  
*Melanopsis* *gorceixi* *sporadum* TOURNOUER  
*Galba* (*Galba*) *gaudryi* WENZ  
*Radix* (*Radix*) *calavardensis* (BUKOWSKI)  
*Lymnaea* *forbesi* GAUDRY et FISCHER  
*Gyraulus* *skhiadicus* (BUKOWSKI)  
*Segmentina* *filocincta* (SANDBERGER)  
*Planorbarius* (*Planorbarius*) *cornu mantelli* (DUNKER)  
*Ancylus* *illyricus* NEUMAYR  
? *Vertigo* (*Vertigo*) *pseudoantivertigo* PALADILHE

Zusätzlich wurden in dem Gastropoden-Material noch eine Anzahl neuer Arten gefunden, deren Bearbeitung ebenfalls bereits abgeschlossen ist (SCHÜTT 1973).

*Prososthenia gregaria* (FUCHS) ist identisch mit der von TELLER (1880) fälschlich als *Hydrobia sepulcralis* PARTSCH bestimmten Form. Diese kleine turmförmige Schnecke tritt in einzelnen Mergel- und Kalkbänken in sehr großer Zahl auf. Häufig sind in den festen Kalkbänken die Gehäuse auch weggelöst, so daß nur noch zahllose kleine Löcher im Kalk zu sehen sind.

Auch Bivalven finden sich in einzelnen Partien. Sie treten jedoch zahlenmäßig gegenüber den Gastropoden weit zurück. Meist sind es nur Schalenreste, teils Steinkerne. Aus tonigen bis mergeligen Lagen konnten aber auch weitgehend vollständige Exemplare herauspräpariert werden (det. Schütt):

*Unio pseudatavus* BUKOWSKI

Potamida attica (GAUDRY et FISCHER)

Anodonta sp.

Dazu wurde noch eine neue Art gefunden, die nach SCHÜTT (1973) der asiatischen Gattung Cristaria angehört. Sie tritt in einer stark kalkigen Tonlage des Profils Ne - 01 (Anl. 5) sehr zahlreich und gut erhalten auf (Abb. 51). In diesen Partien sind auch Fischreste z. B. Schlundzähne von Rhodeus (Bitterling) häufig.

Die Mollusken-Fauna hat nach SCHÜTT (1973) reinen Süßwassercharakter. Der relativ hohe Anteil an Pulmonaten spricht für eurytherme Verhältnisse. Enge Beziehungen bestehen zu den unterlevantinen Vorkommen von Attika.

Weit verbreitet und lagenweise auch sehr häufig treten in den Nenita-Schichten Ostrakoden auf. Oftmals liegen sie dicht in den Schichtflächen von plattigen tonigen Kalken, feinblättrigen Mergeln oder stark kalkigen Tonen. Teilweise liegen sie im Sediment zerdrückt (diagenetisch), mitunter auch umkristallisiert vor. Bei Voltes beispielsweise (Profil Ne - III) sind schwärzliche, pyritisierte Exemplare zu beobachten. Nur selten lassen sich die Ostrakoden gut ausschlämmen, meist kann man sie nur von dem kalkigen Sediment abschlämmen. Häufig erhält man deshalb nur schlechte, vielfach zerbrochene Exemplare im Schlämmrückstand. Hinzu kommt, daß die Faunen meist eintönig und bisher weitgehend unbekannt sind. Herr Prof. Dr. G. Lüttig (Hannover), der die kleinasiatischen Süßwasser-Ostrakoden bearbeitete, hat auch die Bestimmung des chiotischen Materials durchgeführt. In den Tabellen (Tab. 2, 3, 4, 5) werden die Ergebnisse nach einzelnen Profilen (Ne - Mir; Ne - 05; Ne - I/II und Ne - 06) aufgeführt.

Profil Ne-Mir

|                                         | Mir 5 | Mir 10 | Mir 14 | Mir 15 | Mir 16 | Mir 23 |
|-----------------------------------------|-------|--------|--------|--------|--------|--------|
| Candona sp.                             |       | x      | x      | x      |        | x      |
| Candona ex. aff. neglecta SARS          | x     |        |        |        | x      |        |
| Candona aff. lunata MEHES               |       |        | x      |        |        |        |
| Candona aff. kirchbergensis STRAUB      |       |        |        |        | x      |        |
| Cyprideis sp.                           | x     |        |        |        |        |        |
| Erpetocypris sp.                        |       | x      | x      | x      |        | x      |
| Erpetocypris n. sp.                     |       |        |        |        |        | x      |
| ? Miocyprideis aff. janoscheki KOLLMANN |       |        |        | x      |        |        |

Tab. 2 Ostrakoden (det. Lüttig) aus dem Profil Ne - Mir in den Nenita-Schichten (Anl. 5).

Profil Ne-05

|                                    | 05/1 | 05/2 | 05/12 | 05/13 | 05/14 |
|------------------------------------|------|------|-------|-------|-------|
| Candona sp.                        | x    | x    |       | x     | x     |
| Candona aff. balatonica v. DADAY   |      |      | x     |       |       |
| Candona aff. "p raecox" STRAUB     |      | x    |       |       |       |
| Candona lunata MEHES               |      |      | x     |       |       |
| Ilyocypris "gibba" STRAUB et aliae |      |      |       |       | x     |
| Dolerocypris sp.                   |      |      |       | x     |       |

Tab. 3 Ostrakoden (det. Lüttig) aus dem Profil Ne - 05 in den Nenita-Schichten (Anl. 5).

| Profil Ne - I / II                |          |          |          |          |         |         |         |      |       |       |
|-----------------------------------|----------|----------|----------|----------|---------|---------|---------|------|-------|-------|
|                                   | Ne II/18 | Ne II/16 | Ne II/14 | Ne II/12 | Ne II/4 | Ne II/3 | Ne II/2 | Ne 5 | Ne 14 | Ne 27 |
| Candona sp.                       | x        |          | x        | x        | x       | x       |         | x    |       |       |
| Candona aff. albicans             |          | x        |          |          |         |         |         |      |       | x     |
| Ilyocypris sp.                    |          | x        |          |          |         |         |         | x    |       |       |
| Ilyocypris n. sp.                 |          |          |          |          |         | x       |         |      |       |       |
| Cyprideis sp.                     |          |          | x        |          |         | x       |         | x    |       |       |
| Potamocypris sp.                  |          |          |          |          |         | x       |         |      |       |       |
| Stenocypris sp.                   |          |          | x        | x        | x       |         |         |      |       |       |
| Dolerocypris sp.                  |          |          |          |          |         |         |         |      | x     |       |
| Limnocythere aff. rostrata STRAUB |          |          |          |          |         |         |         | x    |       |       |
| Limnocythere n. sp.               |          | x        |          |          |         |         |         |      |       |       |
| Cyprinotus sp.                    |          |          |          |          |         |         | x       |      |       | x     |
| Erpetocypris sp.                  |          |          |          | x        | x       |         |         |      |       |       |

Tab. 4 Ostrakoden (det. Lüttig) aus dem Profil Ne - I/II in den Nenita-Schichten (Anl. 5).

Profil Ne-06

|                                | 06/B1 | 06/B4 | 06/A18 | 06/A15 | 06/A11-12 | 06/A10 | 06/A3 | 06/A1 | 06/C1 | 06/C1a | 06/C2a | 06/C3 | 06/C3a | 06/C4 |
|--------------------------------|-------|-------|--------|--------|-----------|--------|-------|-------|-------|--------|--------|-------|--------|-------|
| Candona sp.                    |       | x     |        |        |           | x      |       |       |       | x      | x      | x     | x      | x     |
| Candona aff. steinheimensis    | x     |       |        |        |           |        |       |       |       |        |        |       |        |       |
| Candona aff. albicans          | x     |       | x      | x      | x         |        | x     |       |       |        |        |       |        |       |
| Candona aff. velturi           | x     |       |        |        |           |        |       |       |       |        |        |       |        |       |
| Candona ex. aff. neglecta SARS |       |       | x      |        |           |        |       | x     | x     | x      | x      |       |        |       |
| Hyocypris sp.                  | x     |       |        |        |           |        |       |       |       |        |        |       |        |       |
| Hyocypris n. sp.               |       |       |        |        |           |        |       |       |       |        |        |       | x      | x     |
| Stenocypris sp.                |       |       |        |        |           |        |       |       | x     | x      | x      |       |        |       |
| Stenocypris aff. F.            |       |       |        |        |           |        |       |       |       |        |        |       |        | x     |
| Cyprinotus sp.                 |       | x     |        |        |           |        |       |       |       |        |        |       |        |       |
| Cyprinotus salinum salinum     |       |       |        |        |           |        |       | x     |       |        |        |       |        |       |
| Cyprinotus n. sp.              |       |       |        |        |           |        |       |       |       |        |        |       |        |       |
| Darwinula aff. cyl.            |       |       |        |        |           | x      |       |       |       |        |        |       |        |       |
| Eucypris sp.                   |       |       |        | x      |           |        |       |       |       |        |        |       |        |       |

Tab. 5 Ostrakoden (det. Lüttig) aus dem Profil Ne - 06 in den  
Nenita-Schichten (Anl. 5).

Der schlechte Erhaltungszustand der Ostrakoden erlaubte häufig keine genauere Bestimmung. Stratigraphisch weist die Fauna auf Obermiozän bis Pannon hin. Mit *Candona lunata* MEHES (Probe 05/12) und *Cyprinotus salinum salinum* (Probe 06/A 1) dürfte das Pannon erreicht sein. Teilweise dürfte leicht brackisches Milieu (z. B. Binnensalzstelle) geherrscht haben, darauf deutet *Cyprinotus salinum salinum* hin.

Fischreste treten in Tonen, Mergeln und Kalken auf. Besonders zahlreich können sie in den an Pflanzenresten reichen Partien und im Bereich von Braunkohle-Lagen werden. In Schlämmproben fanden sich Knochenreste, Schuppen, Otolithen und Schlundzähne. Die ca. 70 verschiedenen Proben mit Schlundzähnen enthielten bei unterschiedlichen Gehalten und Zusammensetzungen die folgenden Cypriniden (Karpfen)-Gattungen (det. Rutte):

Leuciscus (Hasel)

Scardinus (Rotfeder)

Tinca (Schleie)

Rhodeus (Bitterling)

Neutyp, wahrscheinlich zur Leuciscus-Gruppe gehörig

Anhand von Otolithen konnten darüber hinaus noch Vertreter der folgenden Familien festgestellt werden (det. Weiler):

Cyprinodontidae (Zahnkarpfen, Kärpflinge)

Gobiidae (Schmerlen, Grundeln)

Percidae (Barsche)

Stratigraphische Folgerungen lassen sich aus dieser Fauna nicht ziehen, jedoch ergeben sich daraus sehr gute ökologische Hinweise. Die Schleie (*Tinca*) bevorzugt ruhige und warme Gewässer und zieht hier verkrautete oder verschlammte Bezirke vor. Der Bitterling (*Rhodeus*) liebt

flache ruhig fließende Gewässer, kommt aber häufig auch in Seen vor. Er zeigt sauberes Wasser an. Aufgrund der besonderen Art seiner Brutpflege - die Eier werden in die Atemöffnung von Muscheln gelegt und die Embryonen entwickeln sich zwischen den Kiemen - tritt Rhodeus immer mit Muscheln (siehe z. B. Anl. 5, Profil Ne - 01, Probe 01/21) auf.

Vereinzelte fanden sich noch weitere Vertebraten-Reste in den Nenita-Schichten. Aus dem Profil am Kap von Nenita wurde aus einer bräunlichen, schillreichen Mergel-Lage mit dünnen Braunkohle-Schmitzen, der Zahn eines Kleinsäugers geborgen. Die Bestimmung (Probe Ne - II/15) erbrachte:

Megacricetodon cf. similis, M<sub>1</sub> inf. (det. Tobien)

In kalkigen, teils schluffigen, grauen Tönen des Küstenprofils südlich von Katarraktis (Probe Ne - 01/22) fanden sich neben zahlreichen Fischresten Reste von:

cf, Diplocynodon, 2 größere Kegelzähne, (det. Berg)  
Fragmente von Cricetodontiden-Molaren, 3 Zahnsplinter  
(det. Tobien)

Die bisher vorliegenden spärlichen Kleinsäuger-Reste aus den Nenita-Schichten erlauben noch keine weitergehenden stratigraphischen Aussagen. Mit einer systematischen Ausbeutung der Fundschichten wurde inzwischen begonnen.

Als Lebensspuren gedeutet werden verschiedene Abdrücke und Hohlraum-Ausfüllungen in den Sedimenten der Nenita-Schichten:

In schluffigen und sandigen Partien in der Nähe des Kaps von Agridion wurden Steinkerne von röhrenförmigen Bauten gefunden, die meist etwa senkrecht zur Schichtung in das

Sediment führen. Sie erreichen zwischen 0,5 bis 1 cm  $\emptyset$  und mehr als 5 cm Länge und ähneln dem Steinkern Nummer 4 (Abb. 44) aus den Keramaria-Schichten.

Auf den Schichtflächen von Mergel- und Kalkbänken wurden kreuz und quer liegende, kurze (um 1 cm Länge), rillenartige Vertiefungen von wenigen mm Dicke beobachtet (Abb. 52). Diese Spuren haben große Ähnlichkeit mit den von HÄNTZSCHEL (1955) beschriebenen, durch Erosion freigelegten Scheiteltbögen U-förmiger Wohnbauten des Schlickkrebsses *Corophium*. Es gibt auch noch andere, im Süßwasser lebende Organismen, die solche Bauten herstellen.

Um genauere Aussagen über die Natur dieser Spuren machen zu können, sind allerdings noch weitere Beobachtungen und Untersuchungen notwendig, zumal solche Erscheinungen im limnischen Bereich bisher nur wenig beobachtet wurden.

Datierung: Nach den vorliegenden floristischen und faunistischen Ergebnissen erscheint die Einstufung der Nenita-Schichten an die Grenze Mio/Pliozän als gesichert. Der tiefere Teil der Schichten ist wohl noch im obersten Sarmat abgelagert worden, während die höheren Partien bereits Pannon-Alter haben. Die Korrelation der Profile (Anl. 5), vorwiegend mit Hilfe sedimentologischer Kriterien, macht es wahrscheinlich, daß der größere Teil der Nenita-Schichten ins Pannon zu stellen ist.

## 2. Randfazies im Südwesten

An einer NNE-streichenden Bruchlinie zum Grungebirge, die etwa durch die Orte Tholopotami und Kalamoti markiert wird, endet das Gebiet mit den mächtigen Sedimenten der beschriebenen "Standard-Gliederung". In Ein-

schnitten und kleinen Ebenen greifen die Sedimente einer meist geringmächtigeren und teilweise stark von der "Standard-Entwicklung" abweichenden Randfazies nach Westen und Süden in das präneogene Gebirge ein (Anl. 1). Die beiden Fazies konnten korreliert werden (Abb. 2).

#### a) Thymiana-Schichten

Vom Typus der Thymiana-Schichten sind hier nur meist stärker geröllführende, ockerfarbene, dolomitische Mergel vertreten. Sie erreichen nur wenige Meter Mächtigkeit und bilden auch hier die ersten Absätze des Neogens. Im Talzug zwischen Dotia und der Bucht von Avlonia liegen sie diskordant über Konglomeraten des Paläogens (LÜDTKE 1969). An der Ostflanke des Kato Rachi lagern sie auf Kalken des Mesozoikums und in der Westflanke des Vulkankegels Prophitis Ilias sind sie an Störungen in mesozoische Kalke eingesenkt. Ein weiteres Vorkommen findet sich in einem kleinen Graben zwischen dem Bergzug des Kefalia und dem Latitandesit-Körper östlich von Dotia.

Probe 66/22: Am Südost-Ende des Latitandesit-Körpers östlich Dotia liegen fossilführende, ockerfarbene Mergel. Aus nur schwach verfestigten Partien wurden Süßwasser-Gastropoden (*Bithynia* sp.) und Ostrakoden ausgeschlämmt (det. Lüttig):

*Potamocypris* sp.

*Candona* aff. *depressa* KLIE (? *suevica* STRAUB)

*Candona suevica* STRAUB würde Helvet-Alter anzeigen. Leider sind die Fossilien hier nur schlecht erhalten (meist unkristallisiert!), so daß keine eindeutige Bestimmung möglich war.

Aus geringmächtigen Einschaltungen dieses ockerfarbenen Mergels zwischen den "Konglomeraten von Emborios" konnten weitere Fossilien gewonnen werden.

Probe 67/T 44,1: Am westlichen Talhang an der Straße von Kalamoti nach Komi sind südlich der Kapelle A. Joannis Konglomerate aufgeschlossen. Eine feinkonglomeratöse, ockerfarbene Mergelbank enthält zahlreiche kleine Gastropoden (*Bithynia* sp., *Micromelania* sp.) und die Ostrakoden (det. Lüttig):

*Potamocypris* sp.

*Candona* aff. *depressa* KLIE

Eine eindeutige Alterseinstufung ergibt sich aus der Fauna nicht, jedoch erscheint Mittel- bis Obermiozän am wahrscheinlichsten.

### Konglomerate von Emborios

Teilweise über den dolomitischen Mergeln, häufig mit diesen verzahnt und wechsellagernd oder auch direkt auf dem prä-neogenen Grundgebirge transgredierend, folgen bunte Konglomerate. Am eindruckvollsten sind diese Konglomerate in den Steilwänden an der Küste südlich von Emborios aufgeschlossen. Sie werden deshalb als "Konglomerate von Emborios" bezeichnet. Die Konglomerate finden sich, wenn auch teils nur in kleinen Vorkommen, von Emborios nach Norden längs des Abbruchs zum Grundgebirge oder auch auf dieses in Tälern tief eingreifend, bis in die Nähe der Kapelle Taxiarchis südwestlich von Tholopotami (Anl. 1). Von Emborios läßt sich das Konglomerat auch nach Süden weiterverfolgen. Es ist in einem kleinen Graben bei Foki südlich des Psaronas erhalten und findet sich auch noch an der Flanke des Rhyolith-Stockes in der Bucht von Vroulidia westlich der Südspitze der Insel. Am Hang des Berges Prophitis Ilias ca. 1 km westlich von Armolia stehen die Konglomerate unter quartärer Bedeckung an. Eine klare Beziehung zu den grünen Sanden der Zyfia-Schichten, die im Bereich von Armolia verbreitet sind, ist nicht zu erkennen. Es wird jedoch für sicher gehalten, daß die Konglomerate

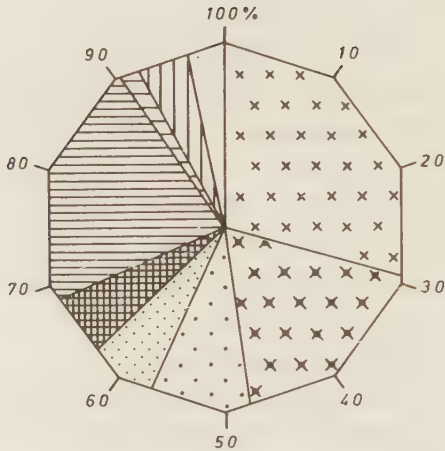
auch hier in das Liegende gehören und am Rande des Beckens an Störungen hochgesetzt wurden.

Die Konglomerate von Emborios sind bunt, sowohl in ihren Farben, die von kräftig rot über ockerbraun und grün bis dunkelgrau reichen, als auch in der Vielfalt ihrer Komponenten. Neben vorwiegend mesozoischen Karbonat-Gesteinen (Algenkalken, Oolithkalken, Rotkalken, ?kretazischen Kalk-Konglomeraten sowie braungelben massigen und hellgrauen, teils feinschichtigen Dolomiten) treten vor allem quarzhaltige Gesteine auf: Grauwacken, grüne glimmerführende Sandsteine, Lydite, Quarzite und dunkle Kieselkalke dürften dabei paläozoisches Alter haben, während die bunten Quarzkonglomerat-Gerölle aus mesozoischen Ablagerungen stammen. Sehr charakteristisch, meist auch sehr zahlreich und deshalb gut als Leitgerölle für diese Konglomerate zu verwenden, sind ockerbraune oder ziegelrote Eisenkiesel und grüne Serpentine.

Die Abb. 10 zeigt das Geröllspektrum einer Probe aus dem tieferen Teil der Konglomerate. Die Probe entstammt dem Fuß der Steilwand an der Küste südlich von Emborios. Eisenkiesel und Serpentine bestreiten zusammen nahezu 50 %. Die Komponenten haben durchschnittlich Nuß- bis Faustgröße. Sie sind in toniger oft stark eisenschüssiger Matrix fest verbacken. Karbonatgesteine und Resedimente stellen dabei die größeren Gerölle, während z. B. Serpentin und Eisenkiesel kaum mehr als 2 cm Ø erreichen. Die Gerölle, insbesondere die Kalke und Dolomite, sind von einer Verwitterungskruste überzogen. Bei den kleineren Geröllen ist es deshalb teilweise nicht möglich, sie zu identifizieren; sie sind im Diagramm als "Sonstiges" ausgeschieden. Als Resedimente sind Gesteinstrümmer angesprochen, die entweder aus aufgearbeiteten eisenkarbonatischen Zwischenlagen der Konglomerate selbst oder aus dolomitischen Mergeln vom Typ d der Thymiana-Schichten bestehen.

69/67

679 Gerölle



BESENECKER 1973

Abb. 10 Geröllspektrum aus dem tieferen Teil der "Konglomerate von Emborios".

Die Aufschlußwände am Strand südlich von Emborios erschließen mächtige Profile in den Konglomeraten von Emborios und ermöglichen damit ein genaueres Studium dieser Sedimente. Zwischen meist mehrere Meter mächtigen Konglomeratlagen schalten sich dünne schluffige Sand- und feinsandige Schlufflagen ein. Diese Lagen sind im allgemeinen um 1 dm mächtig, meist gut verfestigt und zeigen eine charakteristische rötliche Flammung, die an die Schluffe der Thymiana-Schichten erinnert. Örtlich sind in diesen Lagen auch undeutliche Strömungsmarken zu beobachten, die jedoch zu einer eindeutigen Richtungsbestimmung nicht ausreichen.

Unmittelbar oberhalb des Geröllstrandes direkt südlich

von Emborios steht zwischen Konglomeratbänken eine tonig-schluffige, rotgeflamnte Feinsandlage an, in der gut symmetrische Rippelmarken auftreten. Sie erinnern an die Oszillationsrippeln in den Thymiana-Schichten, welche dort im sb-Horizont vorkommen und werden als Hinweis für zeitweilig vorhandene, stehende Wasserflächen gewertet. In feinsandigen Schluffen, direkt über der Feinsandlage, ist Wühlgefüge zu beobachten, das vermutlich von irgendwelchen im Schlamm wühlenden Organismen zeugt.

An anderer Stelle können die feinkörnigen Zwischenlagen auch mächtiger und sogar gegenüber den Konglomeraten vorherrschend werden. Teilweise schalten sich dann auch ockerfarbene, stark sandige, oft feinkrekziöse, dolomitische Mergelbänke vom Typ d der Thymiana-Schichten ein. Diese Lagen enthalten, wie bereits vorgestellt, häufig Gastropoden und Ostrakoden. In den Konglomeraten selbst wurden keine Fossilien gefunden.

Die Lagerung der Konglomerate ist sehr wechselhaft, was bei ihrer Verbreitung längs einer bis in die Gegenwart tektonisch mobilen Bruchzone nicht verwundert. Am Rande zu dem Vulkankegel des Prophitis Ilias läßt sich, nähert man sich dem Berg von Westen, ein allmähliches Aufbiegen der Schichten (Schleppung durch den aufdringenden Vulkan) beobachten. Dagegen herrscht am Kontakt zum Latitandesit flache Lagerung vor.

Für die Mächtigkeiten der Konglomerate lassen sich nur Mindestwerte angeben. Die Aufschlußwand südlich von Emborios erschließt etwa 25 m, während am Westrand des Prophitis Ilias mehr als 60 m zu beobachten sind. Zweifellos dürften primär bereits starke Schwankungen vorliegen, so daß man mit einem Intervall von 0 m bis 100 m rechnen muß.

## b) Zyfia-Schichten

Auch die Zyfia-Schichten werden noch teilweise durch die Konglomerate von Emborios vertreten. Einen Hinweis dafür liefert der Tuff-Horizont an der Basis der Keramaria-Schichten. Im Gebiet von Anemonas, westlich des Berges Prophitis Ilias, finden sich nur noch wenige Meter sandige Partien zwischen den Konglomeraten und dem Tuff. Eine Diskordanz der überlagernden Sande zu den Konglomeraten, deutet jedoch darauf hin, daß die geringe Mächtigkeit der Zyfia-Schichten hier wohl hauptsächlich auf eine Schichtlücke zurückzuführen ist. Stellenweise sind die Sande reich an Fossilien.

Probe 67/T 45,6: Nordwestlich des Berggipfels Prophitis Ilias fanden sich in grüngrauen Sanden im Liegenden des Tuffes limnische Gastropoden und Ostrakoden (det. Lüttig):

*Candona* aff. *depressa* KLIE

*Stenocypris* sp.

Probe 66/86: Etwa 50 m nördlich der vorgenannten Probe ebenfalls aus dem Liegenden des Tuffes: kleine Planorben und Bithynien sowie die Ostrakoden (det. Lüttig):

*Candona* aff. *depressa* KLIE

*Candona kirchbergensis* STRAUB

*Cyprideis* aff. *seminulum* (REUSS)

Die Ostrakoden-Faunen zeigen limnisches bis höchstens schwach brackisches Milieu an. Sie treten bereits im Torton auf, können aber auch jünger (Sarmat/Pannon) sein.

Neben und über der Konglomerat-Fazies treten insbesondere in den Becken von Armolia grüne und graue kiesführende Sande und Schluffe auf, die sehr gut mit den Ablagerungen im Gebiet der "Standard-Gliederung" übereinstimmen.

Profil Zy 4 (Abb. 7): Etwa 500 m nordnordöstlich des Ortes Armolia im Bachanriß. Das Profil ist dicht am Kalkrand aufgenommen, enthält jedoch vorwiegend feinkörnige Sedimente und keine größeren Gerölle. Glimmerführende, graugrüne Schluffe und Feinsande dominieren, nur selten sind mittelkörnige Sandpartien. Durchwegs herrscht schlechte Sortierung mit hohem Tongehalt. Konkretionen sind häufig, ebenso bräunliche, eisenschüssige Partien. Pflanzenreste finden sich relativ oft, sind aber nur schlecht erhalten.

Das Profil erschließt nur ca. 15 m Sediment, ohne jedoch eine Basis oder das Hangende zu zeigen. An anderer Stelle des Beckens von Armolia treten jedoch auch gröbere Sande mit kleinen Kieslinsen (Korngrößen bis max. 2 cm Ø) auf.

Im Becken von Armolia liegen die Sedimente überwiegend waagrecht und sind nur lokal leicht verstellt. Die Mächtigkeit der Zyfia-Schichten kann nur schwer abgeschätzt werden. Eine Wasserbohrung, die unweit des Profils Zy 4 (ca. 300 m nordnordöstlich von Armolia) niedergebracht wurde, hat bis 105 m Tiefe grüngraue Feinsande und Schluffe erbohrt ohne diese zu durchteufen.

Im Becken von Dotia sind ebenfalls Sande und Schluffe verbreitet, die als Äquivalente der Zyfia-Schichten aufgefaßt werden. Die Böschung zur Bucht von Vroulidia, nordnordwestlich des Südkaps (Akra Oura) erschließt ca. 50 m dieser Sedimente ohne die Basis oder das Hangende zu zeigen. In der Ebene von Dotia konnten nur Oberflächen-Aufschlüsse beobachtet werden. Die Mächtigkeit scheint aber doch zumindest lokal ganz beträchtlich zu sein, wenn vielleicht auch nicht ganz so groß wie im Becken von Armolia. In den Sanden konnten besonders in der Nähe des Südkaps häufig Pflanzenreste beobachtet werden. Limnische Faunen fanden sich weiter im Norden.

Probe 66/52: In der Straßenböschung nördlich von Dotia an der Flanke des Berges Psaronas sind unter Schuttbedeckung grüngraue, fossilführende Sande angeschnitten. Zahlreich sind kleine Bithynien und Ostrakoden.

### c) Keramaria-Schichten

Die Keramaria-Schichten sind in diesem Gebiet, wenn überhaupt, dann nur in geringmächtigen lokalen Resten zwischen dem Tuff-Horizont und limnischen Kalken und Mergeln im Hangenden auszumachen. In dem Talgebiet zwischen dem Kast-ro-Berg (wird von einem byzantinischen Kastell bekrönt) und dem Bergzug bei Prinia finden sich ca. 1 km nordnord-westlich von Armolia Reste des Tuff-Horizontes. Der Tuff liegt im Hangenden von grünen Sanden und wird von rot-braunen Schluffen und Tonen überlagert. Auch im Talzug des Potamos Kakoriakas weiter westlich treten Reste dieses Tuffes auf. Ein guter Aufschluß findet sich im Straßenanschnitt (Straße Armolia-Vessa) etwa in Höhe der Einmündung des Folias-Tales. Schließlich sind auch bei Anemonas die Tuff-Lage und wenige Meter rötlicher Schluffe und Tone zu beobachten.

Es muß angenommen werden, daß in diesem Randgebiet zur Zeit der Keramaria-Schichten nur wenig sedimentiert, sondern teilweise sogar abgetragen wurde.

### d) Nenita-Schichten

Geringmächtige Äquivalente der limnischen Nenita-Schichten sind auch hier als jüngste Ablagerung des Neogens entwickelt. An der Westseite des Tales des Potamos Kateros in der Umgebung von Kalamoti liegen geringmächtige Kalke und Mergel mit limnischen Gastropoden und Ostrakoden. In der Böschung der westlichen Straße von Kalamoti nach Komi ist die Transgression der hellen limnischen Kalke auf den bunten Konglomeraten und ockerbraunen Mergeln aufgeschlossen. Im Tal des Kakoriakas zwischen den Bergen Platinori und Prophitis Ilias sind im Straßenanschnitt (Straße zwischen Armolia und Pyrgi) helle Mergel zu beobachten.

Sie zeigen liegende Rutschfalten (Abb. 23) und dürften hier wohl auch noch an Störungen eingesenkt sein. Weitere Vorkommen dieser Ablagerungen liegen im Gebiet von Dotia. Besonders bedeutsam ist dabei das Vorkommen westlich von dem Berggipfel des Psaronas in der Nähe des Meeres. Hier treten fossilführende (limnische Gastropoden und Ostrakoden) Mergel auf, die Kontakte zu dem den Bergstock aufbauenden Latitandesit zeigen.

### 3. Randfazies im Norden

Das Neogen nimmt nördlich der Stadt Chios einen in seiner Breite stark wechselnden und etwa 5 km langen Streifen längs der Küste ein. Die neogenen Sedimente transgredieren hier auf Grauwacken. Die Grenzen sind sehr unregelmäßig und es finden sich auch isolierte Erosionsreste von Neogen auf Grauwacken (z. B. auf der Höhe südwestlich des Berges Latomi). Nördlich des Ortes Glifada zerteilt eine quartäre Schotterebene im Mündungsgebiet des Rema Armenis das Neogengebiet.

#### a) Basale Konglomerate und Brekzien

Die basalen Ablagerungen des Neogens werden hier von fluviatilen Konglomeraten und Brekzien gebildet. Lokal konnten Konglomerat-Lagen bis ca. 20 m Mächtigkeit beobachtet werden. In der Umgebung der Kapelle A. Mathaeos (etwa 1 km nordwestlich der Stadt) sind diese Partien gut aufgeschlossen:

Die Komponenten - vorwiegend Grauwacken, untergeordnet Tonschiefer, Lydite und Quarze - sind unterschiedlich, meist nur mäßig gut gerundet. Die Korngrößen sind sehr verschieden, Grauwacken-Gerölle stellen die groben Frak-

tionen und erreichen bis 1 m  $\emptyset$ . Das Bindemittel bilden rotbraune, sandige Tone und Schluffe. Über den Konglomeraten folgen sandige, gelbliche und helle Mergel des Süßwassers.

Häufig finden sich an der Basis der limnischen Mergel und Kalke jedoch nur geringmächtige Brekzien, die aus kaum verfrachtetem Schutt der Grauwacken im Liegenden bestehen. Kleine Konglomerat-Linsen schalten sich teilweise auch noch in höheren Partien zwischen die Mergel ein (siehe Profil Vr 1, Beschreibung S. 138).

#### b) Limnische Mergel und Kalke

Im gesamten Bereich herrschen helle, gelbliche oder graue, oft stärker sandige Mergel und Kalke vor. Im Profil Vr 1 (Beschreibung S. 138) sieht man, daß die neogenen Ablagerungen hier sehr stark von der Nähe der paläozoischen Grauwacken beeinflußt sind. Sandige, schmutzige, teils feinkiesige Mergel dominieren. Im höheren Teil der Ablagerungen (Aufschlüsse weiter nach Osten zum Meer zu und in Küstenprofilen) sind teils reinere Kalke verbreitet. Sie enthalten häufig graue Kieselknollen, die vereinzelt Onkoide erkennen lassen. Die Onkoide sind meist sehr klein und erreichen um 0,3 mm  $\emptyset$ . Fossilien sind meist nur sehr spärlich enthalten. Lagenweise sind Gastropoden auch angereichert und können gelegentlich Schill-Lagen bilden. Oftmals werden sie von braunen kohligen Partien begleitet. Stellenweise wurden auch Ostrakoden-Reste beobachtet.

Von der Lithologie her erscheint eine Parallelisierung mit den Ablagerungen der Nenita-Schichten am wahrscheinlichsten. Ein weiteres Argument dafür liefern die tuffischen Lagen des Profils Vr 1, die denen der Nenita-Schichten vergleichbar sind.

Im Gebiet Chios-Glifada schalten sich auch mächtigere Partien grünlicher Tone ein. Daneben treten grüngraue Sandlagen auf. Die Aufschluß-Verhältnisse sind gerade in diesem Gebiet sehr schlecht, so daß sich die hier vermutete geringmächtige Entwicklung im Hangenden der Thymiana-Schichten, über sandig-tonige Zwischenschichten bis in die hellen Mergel, nicht genauer beobachten läßt.

Die Lagerung der neogenen Mergel ist vorwiegend flach, mit schwachem Einfallen um Ost auf die Küste zu. Lokale Verstellungen sind von relativ geringem Einfluß. Repräsentative Mächtigkeiten konnten nicht festgestellt werden. Die Transgression des Neogens erfolgte hier offensichtlich in ein stark gegliedertes Relief. Es wird jedoch mit weit geringeren Werten als in dem Gebiet der "Standard-Gliederung" gerechnet.

#### 4. Isolierte Vorkommen in Südwest-Chios

Im Südwest-Teil der Insel Chios finden sich vereinzelt isolierte Vorkommen neogener Sedimente (LÜDTKE 1969, S. 86 ff. und TIETZE 1969, S. 116 f.). Sie liegen in Tälern und Niederungen und sind meist von quartärem Schutt überrollt. Die Aufschlüsse in den einzelnen Gebieten sind nur lückenhaft, oftmals finden sich nur Le-sesteine. Sowohl bei Lithi und bei Elata als auch in der Bucht von Avlonia-Apodemas werden die basalen Ablagerungen des Neogens von fluviatilen Konglomeraten und Sanden gebildet. Im Hangenden der groben Klastika finden sich helle sandige Mergel und Kalke, die vereinzelt limnische Gastropoden und Ostrakoden enthalten. Biostratigraphische Daten konnten aus diesen Vorkommen nicht gewonnen werden. Eine lithostratigraphische Korrelation mit der "Standard-Gliederung von Südost-Chios läßt sich nur mit Vorbehalt durchführen.

a) Rema Trocha und Bucht von Lithi

Im Tal des Rema Trocha zwischen den Orten Vessa und Lithi und am Rand der Bucht von Lithi sind Reste der neogenen Konglomerate und Sande zu beobachten. Südlich Lithi sind sie im Straßenanschnitt gut aufgeschlossen:

Die schwach verfestigten Konglomerate erreichen hier über 10 m Mächtigkeit und liegen auf massigen bis dickbankigen Kalken des Ladin. Die Komponenten sind meist gut gerundet und haben im Mittel um 10 cm  $\varnothing$ , erreichen aber auch bis 50 cm  $\varnothing$ . Das Bindemittel ist sandig und schluffig, häufig schwach kalkig. Der Geröllbestand zeigt vorherrschend: grüne Sandsteine (paläozoisch); daneben: dunkle Lydite, glimmerführende Sandsteine und Quarz; seltener: verschiedene, graue und rote Kalk-Komponenten; vereinzelt: ungerundete Kalkblöcke (bis um 1 m  $\varnothing$ ) aus der Höheren Trias in der direkten Umgebung. Fossilien wurden nicht gefunden. Über den Konglomeraten sind hier nur junge Schuttmassen zu beobachten.

An der Küste zwischen der Bucht von Lithi und der Halbinsel Kastella im Norden, ebenso wie am Rande der Talaue unterhalb von Lithi, sind feinerklastische Sedimente aufgeschlossen:

Verschiedene kleinere Aufschlüsse zeigen aus dem tieferen Teil grünlich-graue und gelblich-braune, teils kalkige und meist nur schwach verfestigte Sande mit einzelnen kleinen Geröll-Lagen sowie grünlich-graue und partienweise kalkige Schluffe. Im Profil nimmt der Kalkgehalt nach oben zu. Es finden sich grüne und gelblich-braune, sandige Mergel und schließlich (an der Westseite der Talaue von Lithi aufgeschlossen) auch hellgelbe und weiße Mergel und Kalke, die lagenweise noch geröllführend sind. Diese Sedimente werden als das Hangende der groben Konglomerate (südlich von Lithi) betrachtet.

b) Gebiete bei Elata, Pyrgi und Mesta

Vom Tal des Rema Trocha zwischen den Orten Vessa und Lithi läßt sich ein unterschiedlich breiter Streifen mit Resten von Konglomeraten nach Südwesten verfolgen. Die Konglomerate markieren ein fossiles, wahrscheinlich neogenes

Flußtal, das heute teils stark durch die junge Morphologie überprägt ist. Das Tal hatte im Gegensatz zu den jungen Kerbtälern eine gut ausgebildete Talsohle und nur mäßig steile Hänge. In den Aufschlüssen aus der Umgebung von Elata konnten mehrere kleine Profile in den Konglomeraten untersucht werden:

Die Auflagerung auf dem präneogenen Grundgebirge war in keinem der beobachteten Profile zu sehen. An den Talflanken greifen die Konglomerate auf meist stark verkarstete und mit Eisenkrusten überzogene, mesozoische Kalke über. Die verschiedenen Profile konnten untereinander nicht im Detail korreliert werden; sie lassen aber eine grobe Gliederung in einen älteren und jüngeren Bereich erkennen. Der untere Abschnitt (geschätzte Mächtigkeit ca. 25 m) enthält feinere und gröbere ( $\emptyset$  von 1 cm bis mehrere dm) Konglomerat-Partien, mit Einschaltungen von roten und graugrünen, sandig-mergeligen Schluff-Lagen. An Komponenten herrschen auch hier gut gerundete, graugrüne Sandsteine vor. Daneben treten schwarze Kiesel-schiefer, bräunliche Quarzite und helle Quarze auf. Kalke scheinen weitgehend zu fehlen.

Der obere Bereich (ca. 15 m beobachtet) enthält vorwiegend Kalkgerölle, teils gut gerundet und bis zu 1 m  $\emptyset$ . Die Kalke sind häufig im Außenbereich verkrustet und teils mit Eisenschwarten versehen. Untergeordnet finden sich auch hier grüne Sandsteine, braune Quarzite und dunkle Lydite. Die Gerölle liegen mitunter dicht gepackt, lagenweise auch nur vereinzelt in hellgelbem, schluffig-mergeligem Bindemittel. In den hellen, geröllführenden Mergel-Partien der jüngsten Lagen wurden Süßwasser-Gastropoden und -Ostrakoden gefunden.

Geröllführende Mergel ähnlich denen bei Elata sind meist anhand von Lesesteinen auch noch in verschiedenen anderen Gebieten beobachtet worden. Im Talzug etwa 2 km nördlich des Ortes Pyrgi an den Westhängen der Berge Prophitis Ilias und Maniatiko sind sie in den Terrassenfeldern erschlossen. Ein weiteres größeres Vorkommen liegt im Westteil der Ebene von Mesta und läßt sich auch noch ein Stück längs des Tales in Richtung der Bucht von Merikoundas verfolgen. Auch hier werden diese Sedimente vorzugsweise landwirtschaftlich genutzt und sind nur oberflächlich aufgeschlossen.

### c) Bucht von Avlonia-Apothymas

Weitere grobklastische neogene Ablagerungen liegen in der Bucht von Avlonia-Apothymas (südwestlich des Ortes Mesta) und nach Norden im Tal westlich des Berges Merovigli:

Man kann auch hier eine untere Partie (etwa 25 m mächtig) ausgliedern. Sie zeigt eine Wechsellagerung von rotbraunen und ockergelben, kalkigen Schluffen und mergeligen Sanden mit groben Konglomerat-Partien. Vorherrschende Geröllkomponenten sind wieder grüne Sandsteine und Kiesel-schiefer, daneben treten auch Kalke und Dolomite auf.

Der obere Teil der Abfolge beginnt mit gelbbraunen festen Mergelbänken. Sie werden von gelblichen und hellweißen Mergeln und Neogenkalken überlagert, in denen sich lagenweise gut gerundete Kalkgerölle finden.

Zusammenfassend ergibt sich für die neogenen Sedimente im Bereich von Südwest-Chios:

Die Abfolge beginnt mit fluviatilen überwiegend grobklastischen Sedimenten, in denen grundsätzlich die nichtkarbonatischen Geröll-Komponenten dominieren und häufig Karbonate sogar völlig fehlen. Darüber folgen konglomeratische Partien, in denen Kalk-Gerölle überwiegen. Als jüngstes Neogen sind helle, limnische Mergel und Kalke in Resten erhalten.

Vergleicht man mit der Schichtfolge des "Standard-Profiles" von Südost-Chios und den damit korrelierten Randfazies im Norden und Süden, so erscheint es als wahrscheinlich, daß:

1. die basalen Klastika von Südwest-Chios in den Zeitbereich der Thymiana- und/oder Zyfia-Schichten gehören (vergleichbar den Konglomeraten von Emborios),
2. die jüngeren Klastika von Südwest-Chios den terrestrisch-fluviatilen Keramaria-Schichten entsprechen (und vielleicht auch noch den tieferen Nenita-Schichten),

3. die hangenden Mergel und Kalke ein Äquivalent zu den Nenita-Schichten darstellen und ein Übergreifen der limnischen Entwicklung auf die randlichen Bereiche dokumentieren.

Diese Deutung kann jedoch so lange nicht als gesichert gelten, wie biostratigraphische Daten fehlen. Vielleicht würde auch eine detailliert-statistische Untersuchung der verschiedenen Konglomerate und Schotter (Zusammensetzung, Morphometrie, Herkunft der Komponenten und Transportrichtung) zu einer Klärung führen. Eine direkte Korrelation der basalen Klastika mit den Konglomeraten von Emborios verbietet der unterschiedliche Komponenten-Bestand.

## 5. Isolierte Vorkommen in Nord-Chios

In Nord-Chios befinden sich nur einige wenige, zumeist kleinflächige Neogenreste, die fast ausschließlich in der Osthälfte der Insel liegen (KAUFFMANN 1969, S. 113 ff.). Auch hier sind fluviatile und limnische Ablagerungen zu unterscheiden.

### a) Bucht von Vroulidia

An der Ostküste zwischen dem nach Osten vorspringenden Kap Rodosi und der großen Bucht von Langada liegt die Bucht von Vroulidia. Im Bereich der Bucht und deren näherer Umgebung werden paläozoische Grauwacken und mesozoische Kalke von neogenen Sedimenten überlagert. Die Küstenaufschlüsse liefern gute Profile. Das Profil Nv 1 (Beschreibung S. 139) zeigt deutlich einen konglo-

meratischen Basalteil, der an anderen Stellen dieses Vorkommens auch aus geringmächtigen Brekzien bestehen kann. Die Komponenten lassen sich gut auf die präneogenen Ablagerungen der Umgebung beziehen. Fluviale Sedimentation im unteren Viertel des Profils herrscht vor. Im zweiten und dritten Viertel wechseln limnische Ablagerungen mit fluvialen Zwischenlagen, und im oberen Viertel des Profils dominiert die limnische Sedimentation. Die hellen Kalke und Mergel der höchsten Partien enthalten auch hier meist lagig angeordnete braune und grauschwarze Hornsteine. Gelegentlich schalten sich auch dünne Lagen grauschwarzer kohliger Schluffe ein, jedoch konnten keine ausgesprochenen Braunkohle-Lagen beobachtet werden.

Insgesamt sind die Ablagerungen, auch im oberen kalkig-limnischen Anteil, sandig und schmutzig, wie es für eine Beckenrand-Fazies typisch ist. Es handelt sich bei dem Vorkommen von Vroulidia um den im Westen erhaltenen kleinen Rest einer größeren limnischen Beckenfüllung. Das ehemalige Sedimentations-Becken könnte nach Osten bis zur Karaburun-Halbinsel gereicht haben, der Hauptteil ist wohl südlich der Oinoussai-Inseln unter dem heutigen Meeresspiegel zu suchen.

#### Fossilführung:

Die Ablagerungen sind im allgemeinen fossilarm bis fossil-leer. Insbesondere enthalten auch die Mergel- und kalkpartien im oberen Teil nur ganz vereinzelt erkennbare Reste, meist schlecht erhaltener Ostrakoden und Gastropoden. Wegen des hohen Sand- und Schluff-Anteils haben sich auch Pollen nicht so erhalten können, wie es für eine statistische Auswertung notwendig wäre. Die einzige fossilreiche Lage liegt bereits in dem grobklastischen basalen Teil des

Profils Nv 1 (Beschreibung S. 139). Eine Einschaltung von grünlich-gelben, sandigen Mergeln zwischen die Konglomerate enthält, partienweise sehr stark angereichert die folgende Gastropoden-Fauna (det. Schütt):

*Theodoxus* (*Theodoxus*) *simplex* (FUCHS)  
*Prososthenia* *gregaria* (FUCHS)  
*Prososthenia* *attica* (FUCHS)  
*Melanopsis* *anceps* GAUDRY et FISCHER  
*Melanopsis* *gorceixi* sporadum TOURNOUER  
*Radix* (*Adelinella*) *eleganz* (CONTRAINE)  
*Gyraulus* *skhiadicus* (BUKOWSKI)

Dazu zwei neue Arten der Gattungen *Bithynia* und *Planorbis* (SCHÜTT 1973).

Daneben enthalten diese Mergel auch Fischreste (meist Knochenreste und Schlundzähne von Cypriniden) und vereinzelt Ostrakoden. Die Ostrakoden sind jedoch meist stark kalzitisiert und liegen häufig nur als Steinkerne vor. Eine Art-Bestimmung ist deshalb selten möglich. Die folgenden Formen wurden festgestellt (det. Lüttig):

*Candona* sp.  
*Cyprideis* sp.  
*Erpetocypris* sp.  
*Potamocypris* sp.  
? *Miocyprideis* *janoscheki* KOLLMANN

Die letztgenannte Art weist auf ein Obersarmat-Alter hin. Sie ist jedoch wegen der schlechten Erhaltung des Fossilmaterials nicht eindeutig zu bestimmen.

#### b) Gebiet von Piria

Westlich der Straße Langada-Kardamila (südlich der Kapelle A. Konstantinou) liegen in der Gegend Piria auf einer Hoch-

fläche (etwa 200 m über NN) neogene Ablagerungen auf paläozoischen Grauwacken. Kleine Anschnitte in Wegen, Erosionsrinnen und in Schachtbrunnen zeigen an der Basis über dem stark verwitterten Paläozoikum ockergelbe, teils rotbraune und graugrünliche, schluffige und sandige Mergel und Lehme. Sie sind meist nur geringmächtig und scheinen auch lokal nur wenige Meter Dicke zu erreichen. Gelegentlich schalten sich feste ockerbraune und rötlich geflammte Mergelkalk-Bänke, ähnlich Typ d aus den Thymiana-Schichten (Abb. 3) ein. Hierin wurden auch undeutliche Fossilreste beobachtet. Überlagert werden diese Sedimente von groben meist nur schwach verfestigten Schottern, die hier die Oberfläche bedecken. Vorherrschende Komponenten sind paläozoische Sandsteine und Grauwacken, daneben treten auch Kalke auf.

c) Gebiet des Kalkplateaus zwischen den Orten Kardamila und Anavatos

Mesozoische Kalke und Dolomite bilden in diesem Bereich ein ödes Karstplateau, das zwar lokal durch junge Bruchtektonik zergliedert ist, jedoch generell als eine schräge Abtragungsfläche, die von ca. 250 m im Norden (nahe Kardamila) bis ca. 900 m im Süden (östlich von Anavatos) ansteigt, gedeutet werden kann (KAUFFMANN 1969, S. 135). Dieses Plateau wird von jungen Talrissen zerschnitten. Der morphologisch auffälligste Talzug ist von dem Ort Kardamila im Nordosten schräg über die Insel nach Südwesten bis in die Bucht von Elinda zu verfolgen. Die Wasserscheide zwischen dem nach Nordosten abfließenden Rema Rachis und dem nach Südwesten gerichteten Tal des Dipotamos - Potamos Elindas, liegt etwa 1 km südwestlich des Ortes Pitios. Im Bereich dieses Talzuges, insbesondere in der Umgebung der heutigen Wasserscheide, sind neogene Sedimente erhalten.

Sie belegen ein neogenes Talgebiet, das sich wesentlich von den steilwandigen jungen Talrissen und Talschluchten, die gänzlich ohne Talsohle sind, unterscheidet. Das neogene Talsystem ist durch eine breite Talsohle, oftmals mehr als 100 m, und mäßig steile Talhänge ausgezeichnet. In der Umgebung des Ortes Pitios sind an Sedimenten erhalten:

geringmächtige Lagen von braungelben meist mergeligen Grobsanden, grüngrauen Schluffen und gelegentlich auch hellgelben und bräunlichen Mergeln;

mächtige, schwach verfestigte Konglomerat-Partien: Komponenten um 1 dm  $\varnothing$  bis ca. 15 cm  $\varnothing$ , überwiegend aus paläozoischem Material (Grauwacken, Quarz-Konglomerate, schwarze und grünliche Lydite), nur vereinzelt mesozoische Karbonate und bei Pitios und nördlich davon helle, saure Tuffe.

Obwohl das Tal hier ausschließlich in mesozoische Kalkgesteine eingeschnitten wurde, finden sich nur wenige Kalkgerölle. Die Tuffgerölle lassen sich auf ein junges Tuffgestein beziehen, das südlich von Pitios am Westhang des Tales unter Schutt ansteht (HERGET 1969, S. 83). Der Tuff ähnelt dem Tuff-Horizont an der Basis der Keramaria-Schichten.

Reste fluviatiler Ablagerungen sind von Pitios im Talzug ca. 6 km nach Südwesten und nach Nordosten bis westlich von Kardamila zu verfolgen. Weitere Vorkommen östlich dieses Talzuges liegen (KAUFFMANN 1969, S. 138):

im Norden zwischen dem Berg Trachonas und Kardamila und schlagen damit eine Art Brücke zu den Schottern bei Piria, im Süden nahe der Straße Chios-Volissos in der Umgebung der Kapelle A. Georgious (direkt südlich der Kapelle, in einer Einsenkung auf dem Kamm des Maradovouno und am Nordhang des Berges Amygdalia).

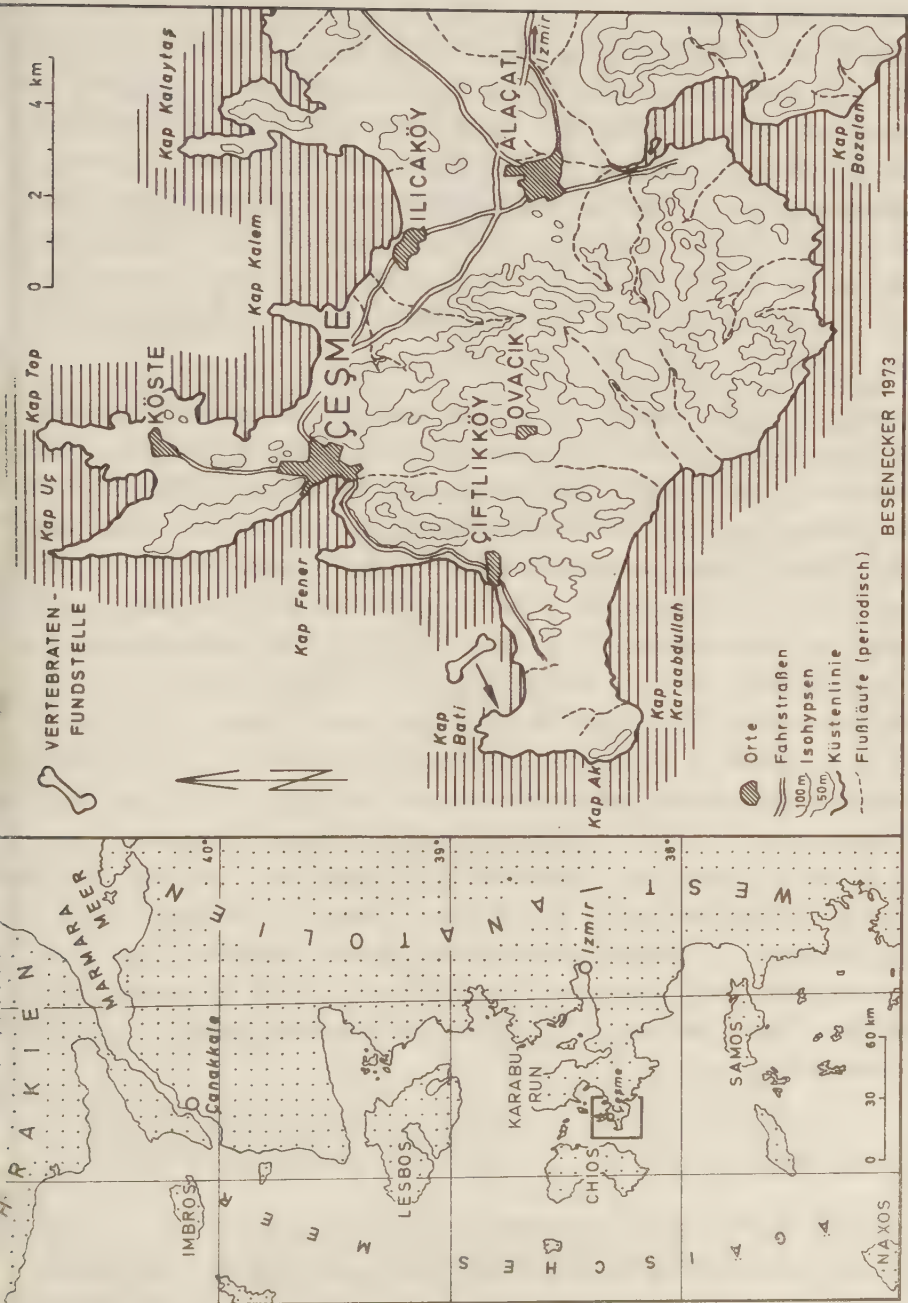
Eine Datierung dieser Ablagerungen ist bisher mangels Fossilien nicht möglich. Das alte Flußsystem (mit Nebenflüssen) ist aufgrund der bisherigen Untersuchungen noch

nicht hinreichend sicher zu rekonstruieren. Aus morphologischen Überlegungen ist eine generelle Transportrichtung nach Nordosten und Nord am wahrscheinlichsten. Detailliertere Geröll-Untersuchungen sind jedoch notwendig, um diese These zu untermauern.

Die Neogen-Reste von Nordost-Chios lassen sich nur mit Vorbehalt der "Standard-Gliederung" zuordnen. Die Ablagerungen der Bucht von Vroulidia sind im höheren, limnischen Teil wahrscheinlich Äquivalente der Nenita-Schichten. Entsprechend erscheint es möglich, daß die tieferen, fluviatilen Teile des Profils den Keramaria- bzw. Zyfia-Schichten zuzuordnen sind. Die Sedimente bei Piria und im Talsystem bei Pitios sind nicht näher zu fassen. Möglicherweise enthalten sie Relikte sehr verschiedenen Alters. Das Vorherrschen fluviatiler Ablagerungen spricht wiederum für Zyfia- und Keramaria-Schichten. Es ist jedoch nicht auszuschließen, daß zumindest Teile der an der Oberfläche verbreiteten Schotter jünger sind und erst nach der Zeit der Nenita-Schichten, also im (höheren ?) Pliozän abgelagert wurden.

#### 6. Vergleichsprofil aus dem Gebiet von Cesme (Halbinsel Karaburun)

Regionale Verbreitung und Mächtigkeits-Verteilung der Neogen-Sedimente auf der Insel Chios zeigen, daß die im Ostteil der Insel erhaltenen Sedimente ursprünglich zu einem weit größerem Ablagerungs-Bereich gehörten. Vermutlich die größten dieses neogenen Sedimentations-Beckens sind zur Zeit des Quartärs unter das Niveau des heutigen Meeresspiegels abgesenkt worden. Daher ist eine



BESENECKER 1973

Abb. 11 Geographische Lage und topographische Übersicht der Çesme-Halbinsel.

Rekonstruktion nur anhand von Vorkommen an den benachbarten Küsten möglich. Um zu erfahren, ob sich das Neogen-Becken von Südost-Chios über die heutige Meeresstraße bis auf die westanatolische Halbinsel Karaburun ausgedehnt hat, habe ich dort im Frühjahr 1966 Vergleichs-Untersuchungen durchgeführt. Auf der Südost-Chios direkt vorgelagerten Cesme-Halbinsel, wurden dabei Schichten festgestellt, die sich direkt mit solchen von Chios korrelieren lassen. Das im Gebiet von Cesme gewonnene Vergleichsprofil stimmt gut mit den Beobachtungen von STEFFENS (1969) in den Becken von Cumaovasi und Urla überein.

Cesme (Abb. 11) wird von einem flachen Hügelland umgeben, welches mit Ausnahme einiger größerer und kleinerer, mesozoischer Kalkrücken, von neogenen Gesteinen aufgebaut wird. Das Hangende der limnischen Ablagerungen bilden hier mächtige Lagen eines hellen sauren Tuffes (vermutlich bis mehrere 100 m). Die Tuffe sind bereits im Bereich der Stadt Cesme zu beobachten. Sie sind östlich der Linie Cesme-Ovacik-Tatlicak mächtig und flächenhaft verbreitet. In den Küsten-Aufschlüssen bei Ovacik-Tatlicak (Abb. 12, Profil Ce - 3) sind im Liegenden der Tuffe zunächst rote, lehmige Partien und neben geringmächtigen Mergeln vor allem hellbraune Sande, Schluffe und grünliche Tone (insgesamt ca. 35 m) zu beobachten. Darunter beginnen helle Kalke und Mergel mit Zwischenlagen von grünen Tönen und bräunlichen Feinsanden. In den Küsten-Aufschlüssen zwischen Kap Bati und Kap Ak läßt sich das Profil weiter ins Liegende verfolgen. Zwei Teilprofile sollen aus diesem Gebiet näher vorgestellt werden.

#### a) Kap Bati

Im Küsten-Anschnitt südöstlich von Kap Bati (Abb. 11) sind helle Kalke und Mergel aufgeschlossen, die mit schwachem Einfallen nach Nordosten ins Meer ausstreichen. Hier habe

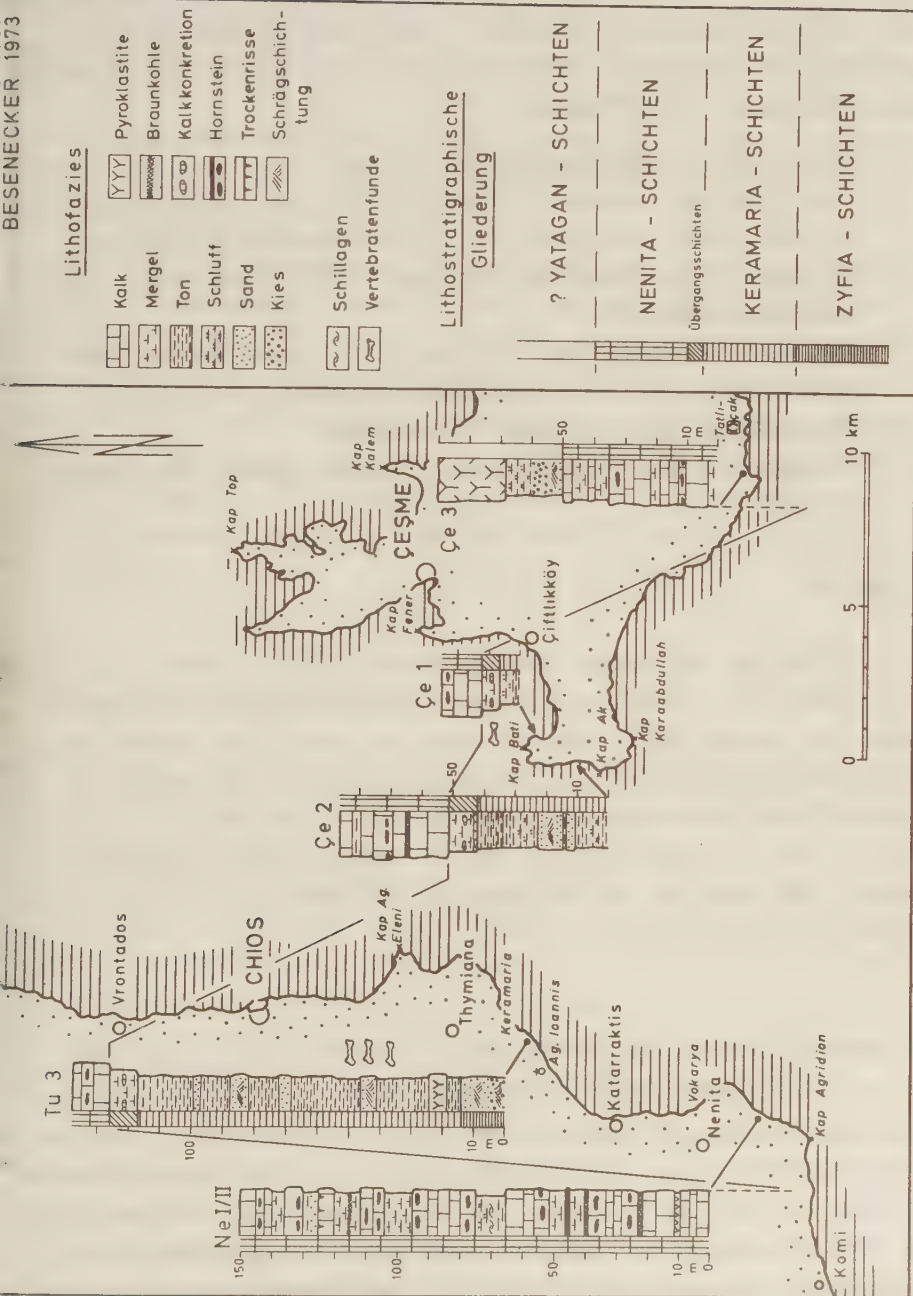


Abb. 12 Vergleich von Profilen zwischen der Insel Chios und der Cesme-Halbinsel.

ich im Jahre 1966 das Profil Ce - 1 (Abb. 12 und Beschreibung S. 141) aufgenommen und durchgeprobt. Dabei wurden auch Vertebraten-Reste entdeckt. Aus Handstücken und dem Rückstand von Schlammproben wurde die folgende Vertebraten-Fauna bestimmt (det. Tobien):

Mastodon cf. Gomphotherium P<sub>3</sub> inf.

Sanitherium leobense (ZDARSKY) M<sup>1</sup> sup. sin. fragm.

mittelgroßer Ruminantier (2 Backenzahn-Fragmente)

kleiner Selenodontier (Fragment der Außenwand eines oberen P. oder M.)

cf. Diplocynodon sp. (1 Zahn mit korrodierter Oberfläche und ein weiteres Zahnfragment; det. Berg)

Teleostier (ein kleiner Kegelzahn)

4 Zahnsplitter (Säuger div., nicht näher bestimmbar)

#### b) Kap Ak

Im Steilriß an der Küste nördlich von Kap Ak (Abb. 11) sind helle limnische Kalke und Mergel aufgeschlossen. In deren Liegendem finden sich grüne Sande und rote und grüne Schluffe und Tone, wie sie ganz ähnlich im Gebiet der Ziegelei Michalou auf Chios anstehen. Hier wurde das Profil Ce - 2 (Abb. 12 und Beschreibung S. 142) aufgenommen. Unschwer lassen sich Nenita- und Keramaria-Schichten aus der Profil-Beschreibung erkennen.

Die Untersuchungen haben bewiesen, daß sich die auf Südost-Chios ausgeschiedenen lithologischen Einheiten: Keramaria-Schichten und Nenita-Schichten jenseits der heutigen Meeresstraße wiederfinden (Abb. 12). Die Vertebraten-Fauna des Profils Ce - 1 liegt im tiefsten Teil der Nenita-Schichten. Mit Sanitherium leobense ist hier die gleiche Form vertreten, die auch von Chios aus dem Gebiet der Ziegelei

Michalou (= Keramaria-Schichten) bekannt ist. Dies muß noch keinen Widerspruch darstellen, da der tiefere Teil der Nenita-Schichten auch in das Obermiozän eingestuft wurde. Möglicherweise stellen die Keramaria-Schichten von Chios aber auch in ihrer Mehrheit eine Beckenrand-Fazies dar, die nach Osten zum Beckeninneren hin bereits früher von den Nenita-Schichten mit ihrer limnischen Kalk- und Mergel-Sedimentation abgelöst wurden.

Weiter nach Osten folgen im Hangenden der Kalke und Mergel (= Nenita-Schichten) sandige Partien und mächtige Tuffe (Abb. 12, Profil Ce - 3). Wahrscheinlich ist damit bereits die Basis der von BECKER-PLATEN (1970) aus Südwest-Anatolien beschriebenen Yatagan-Schichten erreicht. Die Yatagan-Schichten werden in das Pannon gestellt. Sie sind vorwiegend fluviatil und haben häufig Tuffe an ihrer Basis. Solche Ablagerungen sind auf Chios nicht gefunden worden.

## B) Die Bildungen des Quartärs

Das Quartär ist eine Zeit starker Klimaschwankungen. Im Mittelmeer-Gebiet wird für die Glazial-Zeiten ein feuchtes gemäßigt-warmes Klima (Pluvial) angenommen, während in den Interglazial-Zeiten trockenwarmes Klima (Interpluvial) geherrscht haben soll (SCHWARZBACH 1961). Die Meeresspiegel-Absenkungen in den Glazial-Zeiten und teils sehr hohe interglaziale Meeressstände bilden weitere für eine Sedimentation wichtige Faktoren. Modellhaft lassen sich auf dieser Basis die folgenden Zuordnungen treffen:

- a) In den Pluvialen bewirkten reiche Niederschläge bei reduzierter Verdunstung einen hohen Oberflächen-Abfluß. Durch die Meeresspiegel-Absenkungen wurde die Erosionsbasis der Flüsse tiefer gelegt, so daß rückschreitend eine starke Tiefenerosion erfolgen konnte,

die sich besonders stark im küstennahen Bereich auswirkte. Das feuchtwarme Klima begünstigte die lateritische Verwitterung. Rotfärbungen und die Bildung von Roterden und Rotlehmen sind den Pluvial-Zeiten zuzuordnen (RUTTE 1958).

- b) In den Interpluvialen bewirkte der steigende Meeresspiegel Akkumulation besonders in den Mündungsgebieten der Flüsse und verstärkt Seiten-Erosion auch im küstenfernen Bereich. Kalkkrusten-Bildungen werden (RUTTE 1958) als charakteristisch für diese trockenwarmen Zeiten (Interpluviale und Holozän) angesehen. In günstigen Fällen zeugen marine Terrassen-Sedimente mit reichen Faunen von den Meeres-Hochständen.

Das Quartär ist im Ägäis-Raum zugleich eine Zeit tektonischer Aktivität. Erst im Quartär wurde die große tertiäre Landfläche tektonisch zerstückelt und wurden große Teile unter den Meeresspiegel abgesenkt. Die tektonischen Bewegungen (Hebungen, Senkungen und Verkippungen) sind von großem Einfluß auf Art, Umfang und Erhaltung der Sedimente dieser Zeit.

## 1. Pleistozän

Mit den Nenita-Schichten, die bis in das tiefere Pannon reichen, endet die konkordante, postalpidische Sediment-Entwicklung auf Chios. Höheres Pliozän konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Verschiedene, meist isolierte Vorkommen von Schottern, mächtige Gehänge-Brekzien und Rotlehme werden ins Pleistozän gestellt. Es wird angenommen, daß auch die weitverbreiteten Kalkkrusten in ihrem überwiegenden Teil im Pleistozän entstanden sind. Marine Stratterrassen konnten auf Chios nicht beobachtet werden.

## a) Talbildungen

Begünstigt durch einen großen Reliefunterschied und reiche Niederschläge in den Glazial-Zeiten (Pluvial) wurden auf Chios schluchtenartige Kerbtäler eingetieft. Diese Täler sind meist ohne jegliche Talsohle. Besonders steile Talhänge zeigen sie in den mesozoischen Kalken. Sie sind aber auch in Grauwacken und in den neogenen Ablagerungen entwickelt. In den höheren Teilen, meist den küstenferneren Bereichen haben diese Täler weitgehend ihre Form bis heute erhalten. Sie bilden das heutige Gewässernetz und führen bei den winterlichen Niederschlägen kurzzeitig Wasser.

Typisch für die Insel Chios sind Schlauchbuchten, die teils mehrere km tief ins Land eingreifen und mitunter gute Naturhäfen bilden (Anl. 1). Sie sind aus Flußtälern des Pleistozäns entstanden, die bei dem Meeresanstieg im Holozän überflutet wurden. Heute sind solche Buchten nur noch dort erhalten, wo feste (mesozoische) Karbonat-Gesteine an das Meer grenzen. Entsprechend sind Schlauchbuchten vornehmlich an den Südwest- und Nordost-Küsten zu beobachten. Die größten sollen hier kurz aufgezählt werden. An der Westküste südlich des Ortes Siderounta bis zum Südkap der Insel finden sich die Buchten von Metochi, Elinda, Lithi, Pascha Limani, Avlonias, Salagonas, Kato Fana und Karindas. Auch die kleine Bucht von Emborios an der Ostküste unweit des Südkaps ist ein ertrunkenes Flußtal. Im Norden sind die Buchten von Nagos, Marmaro, Parpanda, Delphini und Langada zu nennen.

## b) Gehängebrekzien

Vorwiegend längs der Grenze des mesozoischen Kalk-Gebirges, im Nordwesten am Rande zu den paläozoischen Grauwacken und

im Südosten am Bruchrand zum Neogen, sind mächtige Gehängebrekzien entwickelt. ROTH (1968) und HERGET (1969) berichteten von solchen Brekzien aus dem Bereich der Orte Kipouries, Fyta und Spartounta im Nordwesten. Auch innerhalb des Kalk-Gebirges sind an Talhängen und an Küstenabfällen mächtige Brekzien zu beobachten, z. B. am Osthang des Berges Myrmi, über dem Tal von Elinda und an der Westküste bei der Halbinsel Kastella (TIETZE 1969, S. 120) sowie in Nordost-Chios am Nordhang des Berges Kofinas bei Marmaro, am Berge Mesorachi nördlich von Langada und am Berge Aipos westlich von Vrontados (KAUFFMANN 1969, S. 144). Im Südosten der Insel liegen ausgedehnte und mächtige Gehängebrekzien in der Nähe der Orte Karies, Dafnonas, A. G. Sykousis, Tholopotami und am Westhang des Bergzuges Kefalia am Südkap. Mit Ausnahme des Vorkommens bei Karies, das über Grauwacken liegt, greifen diese Brekzien alle, teilweise sogar sehr weit nach Osten auf die abgesenkten Neogen-Sedimente über. Die Kapelle A. Petros, östlich von Tholopotami, ist auf dem Rest einer solchen Brekzie, der heute isoliert im Neogen liegt, erbaut worden.

Die Brekzien bestehen fast ausschließlich aus kalzitisch verbackenem, grobem Karbonatschutt. Ein weiterer Transport ist meist nicht erfolgt. Verschiedentlich finden sich in Nestern und Zwickeln der Brekzien Roterde-Bildungen, die häufig auch stark versintert sind.

Starke Erosion, wahrscheinlich verursacht durch tektonische Hebung und ein regenreiches Klima (Pluvial), haben die weicheren Sedimente z. B. die Grauwacken im Nordwesten und (neben tektonischer Absenkung) auch das Neogen im Südosten flächenhaft und stärker als die mesozoischen Kalke abgetragen. Gewaltige Schuttmassen, vorwiegend wahrscheinlich aufgrund von Bergstürzen, röllten von den übersteilten Kalkhängen auf die vorgelagerten weicheren Sedimente. Unter feuchtwarmen Klima wurden sie von kalkreichen Wässern verbacken.

Eine nähere stratigraphische Zuordnung der Gehängebrekzien konnte bisher mangels Fossilien nicht getroffen werden. Es ist nicht zu erwarten, daß die Brekzien gleichzeitig, das heißt in derselben Glazial- resp. Pluvial-Zeit entstanden sind. Die Gehängebrekzien bilden Härtlinge und haben verschiedentlich die weicheren Neogen-Sedimente z. B. Tuffreste im Gebiet östlich von A. G. Sykousis vor der Abtragung geschützt. Es ist jedoch deutlich zu sehen, daß bereits vorher eine weitgehende Abtragung der Neogen-Sedimente erfolgt war. Die Brekzie am Westhang des Kefalia, nördlich der Bucht Vroulidia (am Südkap) liegt teilweise auf pleistozänen Schottern, die dort auf dem Neogen erhalten sind. Ich nehme deshalb an, daß die Gehängebrekzien überwiegend in das mittlere oder jüngere Pleistozän zu stellen sind.

### c) Schotter

Schotter-Reste unklarer Alters-Stellung liegen in verschiedenen Gebieten über den heutigen Talauen. Besonders schwierig stratigraphisch anzusprechen sind isolierte Vorkommen auf präneogenem Untergrund. Hierbei muß auf die fossilen Talsysteme bei dem Ort Pitios in Nordost-Chios sowie bei den Orten Elata und Lithi in Südwest-Chios hingewiesen werden. Zwar sind diese Talsysteme mit Sicherheit im Neogen angelegt worden - sie enthalten fluviatile und limnische Ablagerungen aus dieser Zeit - jedoch ist es wahrscheinlich, daß sie auch noch im Altquartär längere Zeit Bestand hatten. Wenig verfestigte Schotter, die gelegentlich als jüngstes erhalten sind, könnten dem Pleistozän angehören. Flußsysteme, die sich vor Bildung des heutigen Reliefs (vor dem Einbruch der Meeresstraße von Chios) und nach Ende der neogenen Sedimentation entwickelt haben müssen, werden durch kleine Schotter-Vorkommen in Südost-Chios belegt. Für sie wird ein frühpleistozänes Alter angenommen.

An den Talhängen des Potamos Kakoriakas westlich des Ortes Armolia sind in der Nähe der Kapelle A. Isodoros Schotter erhalten, die als "Ältere Schotter" (Abb. 13) bezeichnet werden.

Die "Älteren Schotter" sind ausgezeichnet durch das Vorherrschen von gut gerundeten Komponenten eines grünen, glimmerreichen Sandsteines (wahrscheinlich aus dem Perm). Eine Schotter-Analyse ergab: grüner Sandstein = 84 %; dunkle Lydite = 10 % und aufgearbeitete Neogen-Mergel = 6 %. Auffällig ist, daß Karbonat-Gerölle fehlen, obwohl die Schotter an den Hängen mesozoischer Kalkberge liegen. Als Matrix wurden überwiegend rötliche Lehme und Schluffe, daneben auch grünlich-graue Sande beobachtet.

In Resten lassen sich die Schotter an den Talhängen noch weiter nach Norden verfolgen. Möglicherweise sind die Sandstein (Perm)-Gerölle auf aufgearbeitete Neogen-Schotter zurückzuführen. Bei A. Isodoros liegen die Schotter ca. 60 m über der heutigen Talsohle. Verbreitung und Höhenlage im Gebiet von Armolia (Abb. 13) sprechen für einen Flußlauf, der nördlich des Berges Prophitis Ilias, wahrscheinlich nach Süden entwässerte.

Im Gebiet von Dotia und oberhalb der Bucht Vroulidia in der Nähe des Südkaps liegen Schotterreste, die vorwiegend aus mesozoischen Kalkgeröllen und Quarziten bestehen. Sie lagern in einer Höhe von ca. 80 bis 100 m rund 300 m von der heutigen Küste entfernt auf neogenen Sedimenten.

Im Gebiet zwischen den Orten Kallimasia und Nenita sowie weiter nach Süden bis in die Nähe der Küste bei A. Joannis wurden Schotter-Reste auf den neogenen Nenita-Schichten beobachtet. Die Vorkommen sind unter Schutt am Hang junger Talrisse und in Wegeinschnitten aufgeschlossen. Die Schotter bestehen aus meist nur wenig gerundeten neogenen Kalk- und Mergelgeröllen. Häufig sind auch Hornsteinknollen (aus den Nenita-Schichten). Das Bindemittel wird von

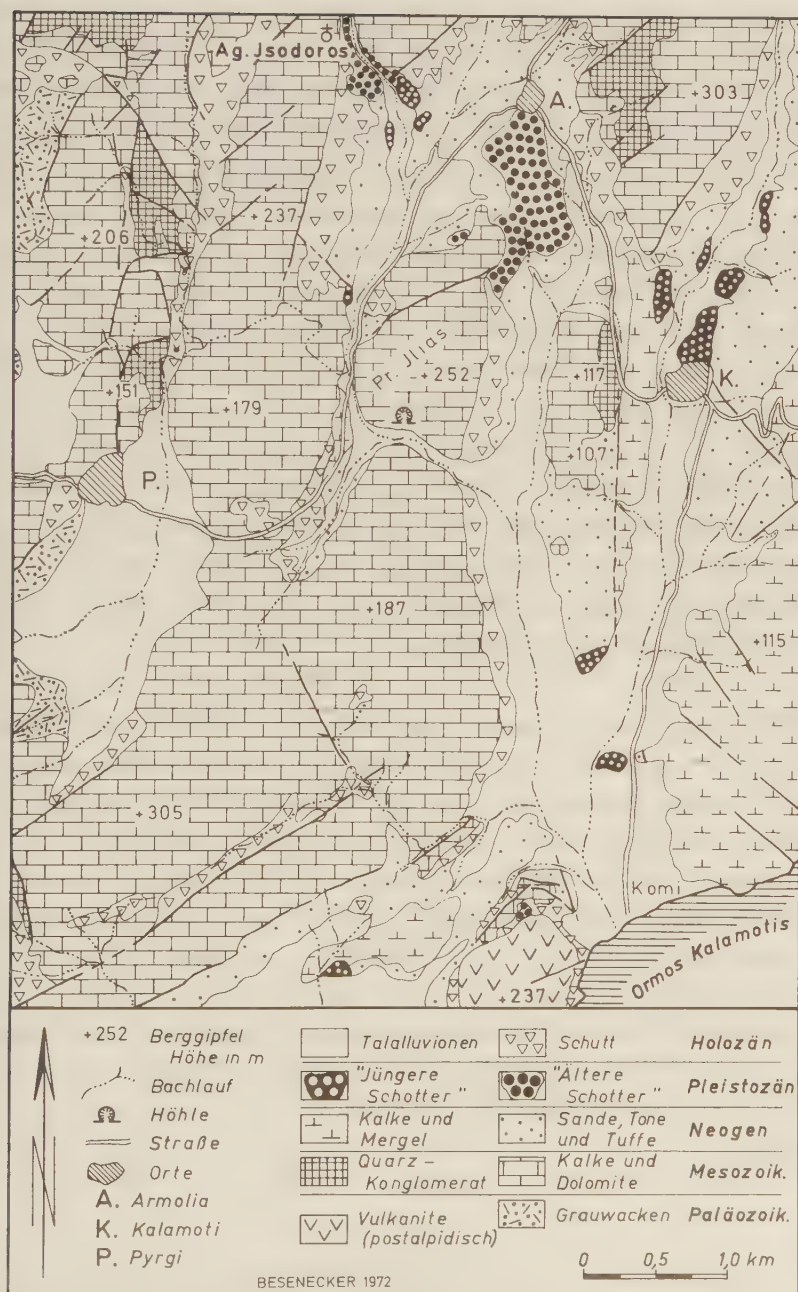


Abb. 13 Geologische Kartenskizze aus dem Gebiet Armolia-Kalamoti-Pyrgi (Südost-Chios).

Rotlehm, kalkigen Sanden und Schluffen gebildet. Mitunter treten auch die Gerölle zurück und das Bindemittel überwiegt wie z. B. in der Ebene westlich von Nenita.

Südlich von Flatsia sind in Weg- und Geländeeinschnitten bis in ca. 20 m Höhe über der heutigen Talsohle solche nur wenig gerundeten Schotter aufgeschlossen. Sie zeigen eine deutliche Imbrikation, die auf einen Transport in südlicher Richtung hinweist. Größere Vorkommen sind im Hang ca. 40 m über den heute nach Norden gerichteten Talriß am Nordende der Ebene westlich von Nenita zu beobachten. Daneben finden sich noch eine ganze Reihe kleinerer Vorkommen weiter nördlich bei Pagida, bei Paläo-Katarraktis, nordöstlich von Katarraktis und auch südlich von Flatsia. Da die Aufschlüsse in den weichen, stark kultivierten Neogen-Sedimenten nur lückenhaft sind, läßt sich kein klares Bild gewinnen.

Betrachtet man das etwa N-S-gerichtete, küstenparallele Talsystem in diesem Bereich (Anl. 1), so erscheint es durchaus wahrscheinlich, daß im älteren Pleistozän die Entwässerung nach Süden in Richtung der heutigen Bucht von Kalamoti erfolgte. Die Ebene westlich Nenita wäre dann erst nach der Absenkung im Osten und dem Durchbruch des Tales bei Katarraktis allmählich zur Wasserscheide geworden. Das weitgehende Fehlen präneogener Gerölle in den Schottern ist sicher darauf zurückzuführen, daß die Entwässerung im Pleistozän, wie auch heute noch überwiegend, dem Grundgebirgs-Bruchrand in etwa parallel verlief.

Weiter verbreitet sind Schotter, die nur wenig über der heutigen Talebene liegen. Sie wurden im Gebiet von Armolia-Komi (Abb. 13) als "Jüngere Schotter" ausgeschieden.

Eine Schotter-Analyse aus dem Vorkommen westlich der Straße Kalamoti-Komi ergab: mesozoische Karbonate = 66 %; mesozoische Quarzite = 13 %; glimmerführender grüner Sandstein (Perm) = 10 %; paläozoische Lydite = 3 % und Neogenkalke = 8 %. Die Komponenten sind durchwegs gut gerundet. Das Bindemittel der Schotter bilden vorwiegend schmutzige Sande und Schluffe. Reinere Sandlagen sind selten, können sich jedoch zwischenschalten.

Die Zusammensetzung dieser Schotter ist ganz ähnlich wie die der Schotter-Körper in den holozänen Talalluvionen aus diesem Gebiet. Allerdings treten in den Alluvionen die mesozoischen Gesteine noch mehr in den Vordergrund.

Ähnliche Reste von gut gerundeten Schottern in einer Lage bis zu 10 m über den küstennahen Talebenen finden sich auch an anderer Stelle z. B. bei Emborios und im Talausgang bei A. Joannis. Sie alle wurden unter dem Begriff "Jüngere Schotter" zusammengefaßt. Sie müssen aber deshalb nicht gleichzeitig entstanden sein. Mit Sicherheit sind diese Schotter jedoch spätpleistozän, vielleicht auch schon holozän.

#### d) Roterden

Roterden wurden in Gehängebrekzien und als Bindemittel pleistozäner Schotter beobachtet. Sie sind auch auf den neogenen Nenita-Schichten entwickelt. In Straßenanschnitten, Bachanrissen und frisch gepflügten Feldern sind Roterden und Rotlehme über dem Neogen aufgeschlossen. Sie liegen in kleinen Depressionen oder sind an jungen Störungen eingesunken und so erhalten geblieben. Größere Vorkommen im Neogen sind selten. In der Ebene westlich Nenita scheinen jedoch mächtigere Partien, vermischt mit Geröllen erhalten. Im Liegenden der Rotlehme sind die Kalke der Nenita-Schichten porös zersetzt, meist mürbe und teilweise entkalkt. Sie zerfallen in ein helles Pulver.

In den mächtigen und stark verkarsteten mesozoischen Kalkgebirgen liegen Roterden in zahllosen Dolinen, Karstschlotten und Karsthöhlen. Straßenanschnitte und Steinbrüche erschließen tiefgründig eingreifende, vielfach verästelte Rotlehm-Füllungen. Das Alter dieser Bildungen kann sehr verschieden sein. Es muß sogar mit Resten einer älteren z. B. kretazisch-alttertiären Roterde-Bildung, die reiches Material in das neogene Sedimentationsbecken (Keramaria-Schichten) geliefert hat, gerechnet werden. Neben den pleistozänen Bildungen sind aber auch im Holozän umgelagerte Rotlehme zu erwarten.

Im Steinbruch am Latomi, 2 km nördlich der Stadt Chios, wurden in Karstschlotten Vertebraten-Reste gefunden. Die Ausbeutung einer mit Rotlehm verfüllten Karstspalte erbrachte eine reiche Kleinsäuger-Fauna (zur Zeit in Bearbeitung), die ein jungpleistozänes Alter belegt und Chios für diese Zeit als zugehörig zum westanatolischen Festland ausweist.

Der Berg Latomi besteht aus triasischen (Skyth-Anis) Kalcken. Er ist als Härtling aus den umgebenden Grauwacken herauspräpariert worden und ragt heute ca. 80 m über die Talebene im Nordosten empor. Seit der Zeit der Roterde-Einspülung muß deshalb hier eine erhebliche Erosion stattgefunden haben, die sich nur mit einer Relief-Versteilung durch tektonische Absenkung im Osten erklären läßt.

## 2. Holozän

Das Holozän umfaßt zwar nur eine sehr kurze Zeitspanne, in der jedoch besonders in den Küstenebenen teils mächtige Sedimente abgelagert wurden. Da jegliche Hinweise auf pleistozäne Strandterrassen fehlen, muß geschlossen

werden, daß das Meer an den Küsten von Chios erst im Holozän seinen höchsten Stand erreicht hat. Ein holozänes Alter wird den Talalluvionen, den Strand-Bildungen und mächtigen Schuttfächern zugeschrieben.

#### a) Talalluvionen

In den tiefen Kerbtälern des Pleistozäns konnten sich Talsohlen mit Talalluvionen nur in den küstennahen Gebieten und am Rande zu kleinen Hochebenen entwickeln. Die Talalluvionen bestehen - je nach Einzugs-Gebiet - mitunter aus sehr bunt gemischten Schotter- und Schuttpartien.

In der breiten Küstenebene von Komi wechseln Schotterkörper mit mächtigen, kiesführenden Sand- und Schlufflagen. Die Alluvionen sind hier sehr heterogen und überwiegend feinkörnig. Gut gerundete Geröll-Komponenten werden von grünen, glimmerführenden Sandsteinen (Perm) und mesozoischen Kalken gestellt. Sie lassen sich unschwer von den "Älteren Schottern" und "Jüngeren Schottern" herleiten. Weniger gut, teils nur leicht kanten-gerundete, mesozoische Kalke und Quarzite sowie Neogenkalke sind als nur wenig transportierter Schutt von den Talflanken zu beziehen. Der sehr hohe Anteil an mergeligen Sanden und Schluffen ist auf die stark erodierten, weichen Neogen-Sedimente im Liegenden der Süßwasserkalke und auf die miozänen, sandig abwitternden, sauren Vulkanite zurückzuführen. Die holozänen Ablagerungen dürften in dieser Ebene erhebliche Mächtigkeiten erreichen.

Aus der Ebene von Komi lassen sich die Alluvionen im Tal des Potamos Karteros über Kalamoti nach Norden verfolgen. Sie sind im Talzug des Kakoriakas bis in die Ebene von

Armolia zu beobachten (Anl. 1). Der Taldurchbruch südlich des Berges Prophitis Ilias durch den der Potamos Kakoria-  
kas fließt, ist wie bereits aus der Verbreitung der "Äl-  
teren Schotter" gefolgert wurde, wahrscheinlich frühestens  
im Jüngeren Pleistozän entstanden. Für eine noch spätere  
Eintiefung des Tales sprechen Fossilfunde aus einer kleinen  
Karsthöhle am Südhang des Prophitis Ilias (Abb. 13). In  
dieser Höhle wurde eine eingespülte, altholozäne Kleinsäu-  
ger-Fauna gefunden, die deutliche Merkmale einer Insel-  
Population zeigt (BESENECKER, SPITZENBERGER & STORCH 1972).

Die Fossilien liegen unter Schuttbedeckung in kleinen Ver-  
tiefungen des Höhlenbodens. Mitunter liegen die Knöchel-  
chen in gewaltigen Mengen dicht gepackt in wenig verfestig-  
ten Schluffen oder in festeren rotbraunen Lehmen. Partien-  
weise sind die Ablagerungen auch kalzitisch versintert.  
Erhaltung, Anreicherung und Lagerung der Fauna sprechen  
dafür, daß die Knöchelchen bei nicht allzu weitem Trans-  
port in träge fließendem Gewässer in die Höhle eingespült  
wurden. Die Fauna umfaßt die folgenden Arten:

*Crocidura russula* HERMAN, 1780

*Crocidura suaveolens* PALLAS, 1811

*Crocidura lasia* THOMAS, 1906

*Suncus etruscus* SAVI, 1822

*Microtus guentheri* DANFORD & ALSTON, 1880

*Mus musculus brevisrostris* WATERHOUSE, 1837

*Mus musculus spicilegus* PETENYI, 1882

*Apodemus mystacinus* DANFORD & ALSTON, 1877

*Apodemus flavicollis* MELCHIOR, 1834

*Apodemus sylvaticus* LINNAEUS, 1758

Die Fauna besteht aus Tieren, die ganz unterschiedliche  
Lebensbereiche bevorzugten. Die außerordentlich große An-  
zahl, auch der biotopfremden Formen, die in der Höhle  
gefunden wurden, weist klar auf eine passive Anreicherung  
hin. Dafür kommen nur das Einschleppen durch andere Tiere  
(Füchse, Schleiereulen) oder der Antransport durch Wasser  
in Betracht. Die ausgezeichnete Erhaltung des Fossilmate-

rials spricht klar dagegen, daß etwa Füchse oder andere Carnivoren das Material angereichert haben. Nach Aussage von Dr. Storch (Frankfurt) finden sich auch nicht die charakteristischen Verletzungen der Unterkiefer, die durch Eulen erzeugt werden. Somit verbleibt nur ein Antransport und Zusammenspülen durch Wasser als Erklärung übrig.

Der Bergzug des Prophitis Ilias ist heute morphologisch isoliert. Einspülungen in die Höhle über Karstkanäle aus seinem Bereich können unmöglich zu einer derartigen Faunen-Anreicherung geführt haben. Die Fauna müßte also lateral eingespült worden sein. Dabei ist es am ehesten denkbar, daß die enge Talschlucht unterhalb der Höhle erst in jüngerer Zeit geschaffen wurde. Die Oberflächen-Entwässerung könnte, wie bereits für das Pleistozän aus der Verbreitung der "Älteren Schotter" gefolgert, auch noch im Altholozän nördlich um den Prophitis Ilias erfolgt sein. Dabei ist jedoch zu bedenken, daß die Höhle heute etwa 60 m über der Talsohle liegt. In der Talebene sind noch ca. 5 m mächtige Alluvionen erhalten, die in einer Grube zur Schottergewinnung, Ziegelreste aus etwa 4 m Tiefe geliefert haben.

Will man annehmen - wofür die bisherigen Befunde sprechen - daß diese Fauna zur Zeit des älteren Holozäns eingespült wurde, so muß seither eine beträchtliche Erosion gefordert werden. Eine solche Erosion bis unter die heutige Talsohle im jüngeren Holozän, läßt sich zunächst sehr schwer mit der Vorstellung von pleistozänen Kerbtälern und holozänen Meeresanstieg in Einklang bringen. Nur ein Zusammenspiel von tektonischen Bewegungen und Erosion könnte dieses Relief in dieser Zeitperiode geschaffen haben.

Das größte Schwemmland-Areal liegt jedoch in der Umgebung der Stadt Chios. Kleinere Schotterebenen sind bei Vrontados (Tal des Rema Armenis) und bei Varvasi (Tal

des Parthenis) zu beobachten. Südlich der Stadt breitet sich das Kampos, eine sehr große Schwemmland-Ebene aus. Diese Niederung erstreckt sich von der Küste, an die sie mit breiter Öffnung zwischen der Stadt bis nahe an das Kap Eleni (Bucht von Kontari) grenzt, ca. 5 km in süd-westlicher Richtung. Die Orte Thymiana und Vavyli im Süden und Chalkios und Vasilionikos im Norden der Niederung markieren ungefähr das Areal. Das Talsystem des Potamos Kokkalos entwässert die Ebene nach Nordosten in die Bucht von Kontari. Umgeben wird das Kampos von neo-genen Gesteinen. Die Niederung ist jedoch nicht nur durch Erosion entstanden, sondern stellt auch ein tektonisches Senkungsgebiet dar. Es sind hier nämlich sehr mächtige Tal-Alluvionen, vorwiegend Sande und Schluffe, neben Schutt und Schottern abgelagert worden.

Mächtigere Alluvionen liegen auch im Innern der Insel. In Südwest-Chios sind Ebenen in der Umgebung der Orte Pyrgi (etwa 100 m über NN), Olympi (etwa 140 m über NN) und Mesta (etwa 110 m über NN) entwickelt. Diese werden zwar von Tälern durchflossen, stellen aber regelrechte Schutt- bzw. Schotterwannen dar. Nur bei der Ebene von Olympi sind die geologischen Voraussetzungen für Dolinen gegeben. Die Ebenen bei Pyrgi und Mesta liegen in paläozoischen Grauwacken und Schiefern, so daß hier nur tektonische Einsenkungen in Frage kommen dürften. Kleine Aufschlüsse erschließen nur junge Alluvionen. Ältere (pleistozäne) Schotter wurden nicht gefunden. Mächtigkeiten und tiefere Beckensedimente sind unbekannt.

Meist kleinere Küstenebenen mit Tal-Alluvionen sind im Mündungsbereich aller größeren Flußsysteme zu finden (Anl. 1). Die Schwemmland-Ebenen schaffen gute Bedingun-

gen für eine intensive landwirtschaftliche Nutzung. Am Rande größerer Ebenen haben sich deshalb meist Siedlungen entwickelt. Im Westen sind hier die Küstenebenen bei Volissos (Tal des Rema Trocha) zu nennen. An der Nordostküste befinden sich fruchtbare Niederungen bei den Orten Kardamila und Marmaro (Tal des Rema Rachis) und bei Laggada (Krikelis-Tal) und Delphini. Im Südosten ist neben der bereits erwähnten großen Ebene von Komi-Kalamoti noch die Ebene von Emborios (Tal des Potamos Grias) zu erwähnen.

#### b) Küstenbildungen

Die Mehrzahl der Küsten von Chios sind Steilküsten, an denen heute Abrasion zu beobachten ist. Strand-Ablagerungen sind fast nur in den Schlauchbuchten und am Rande der Küstenebenen sowie am Fuße der von Neogen-Sedimenten aufgebauten Küstenabfälle zu beobachten. In der Mehrzahl finden sich schmale Strandebenen, die von geringmächtigen Schottern eingenommen werden. Sandstrände bieten nur einige geschützte Ingressionsbuchten an der Westküste und die großen Buchten von Komi und Kontari sowie die kleinere Bucht von Karfas (östlich Thymiana) an der Ostküste. Bei Karfas sind die Strandsande zu mächtigen Dünen aufgeweht, die bis ca. 40 m Höhe an den aus Thymiana-Schichten aufgebauten Hängen hochreichen.

#### c) Schutt

Begünstigt durch das im Pleistozän geschaffene, steile Relief und teils noch durch tektonische Unruhe (Erdbeben) unterstützt, sind im Holozän zahlreiche Hangrutschungen und Bergstürze erfolgt. Auch hier wird von den Kalken am Rande des Kalkgebirges zu den Grauwacken im Nordwesten

oder zu den neogenen Ablagerungen im Südosten am meisten Schutt geliefert. Aber auch in den neogenen Nenita-Schichten sind z. B. an den Steilabstürzen der Küste bei Kap Agridia Schuttmassen von Bergstürzen zu beobachten.

### C) Der junge Vulkanismus

Junge Vulkanite von Chios sind in der Vergangenheit bereits von mehreren Autoren beschrieben (TELLER 1880; PHILIPPSON 1911) und teils auch genauer bearbeitet (KTENAS 1927, 1928) worden. Bessere Kenntnisse über Zahl, Verbreitung und Lagerungs-Verhältnisse der Vulkanite konnten jedoch erst bei der geologischen Kartierung der Insel (1962 - 1967) gewonnen werden. Insgesamt sind dadurch 10 verschiedene Areale mit vulkanischen Magmengesteinen und 3 verschiedene Tufflagen bekannt geworden.

In der vorliegenden Arbeit werden Lage und Lagerungsverhältnisse der Vulkanitvorkommen mit den daraus resultierenden stratigraphischen Zuordnungen vorgestellt. Eine umfassende Darstellung der Geologie und Petrologie der Vulkanite wird in einer Gemeinschaftsarbeit (BESENECKER & FICHLER 1974) gegeben.

#### 1. Beschreibung der Vulkanitvorkommen

Aus Abbildung 14 ist die Lage der einzelnen Vulkanitvorkommen auf Chios zu ersehen. Unterschieden sind Laven (in Form von Stöcken, Gängen und Schloten) von rein pyroklastischen und ignimbrischen Vorkommen. Die geologischen Kartenausschnitte (Abb. 14 a - d und Abb. 15) geben darüber hinaus Aufschluß über die Lagerungsverhältnisse. Die einzelnen Vorkommen werden in diesem Kapitel entsprechend ihrer Numerierung von Norden nach Süden beschrieben.



Abb. 14 Lage und Verbreitung der jungen Vulkanite auf Chios.

### Biotit-führender Rhyolith

Vorkommen 1: Abb. 14, Kartenausschnitt a

Nördlich des Ortes Kambia etwa 3 km westsüdwestlich des Nordkaps (Kap Epanochoron) der Insel werden paläozoische Gesteine von einem hellen Vulkanit durchschlagen. Das vulkanische Gestein baut die von der Kapelle Ag. Pantès bekrönte Kuppe auf und läßt sich, in einem meist als Härtling herauspräpariertem gangförmigen Zug an der Ostseite des Tales, nach SSE aufwärts bis nahe an den Ort Kambia verfolgen. An Störungen wird dieser Gesteinszug mehrfach lateral versetzt.

Das Gestein ist hell und hemikristallin-porphyrisch. Makroskopisch erkennt man in ihm bereits größere Einsprenglinge von Feldspäten, Quarz und gelegentlich Biotit.

U. d. M. finden sich Phänokristalle von Quarz, Plagioklas und Sanidin in einer dichten, hellen, zum größten Teil entglasten, krypto-kristallinen Grundmasse, in der wenige Mikrolithen von Plagioklas und ? Pyroxen enthalten sind.

TELLER (1880, S. 346 ff.) hat bereits von einem Eruptivgang an der Ostseite des Tales unterhalb von Kambia berichtet und das Gestein als quarzfreien Hornblende-Andesit angesprochen. PHILIPPSON (1911, S. 60 ff.) bezeichnete dieses Gestein als Dacit, ebenso auch PAECKELMANN (1939, S. 351). Nach MARAVELAKIS (1915, S. 98 ff. und 1916, S. 21) handelt es sich um einen Liparit. KTENAS (1927, S. 415 und 1928 (b), S. 714 ff.) spricht von einem biotit-führenden Dellenit. HERGET hat das Gestein 1968 (S. 115 ff.) in Anlehnung an die von PICHLER & STENGELIN (1968, S. 802) berechnete Gesteinsanalyse (Tab. 1, Analyse e) als Rhyolith bezeichnet.

### Phäno-Rhyolith

Vorkommen 2: Abb. 14

Etwa 0,6 km nordwestlich des Ortes Amades und 1,6 km ost-süd-östlich des Ortes Viki steckt ein helles rhyolithisches Gestein diskordant in Grauwacken. Es besitzt nur geringe Ver-

breitung, wurde erstmals von HERGET (1968, S. 116) beschrieben und hat vermutlich eine ähnliche chemische Zusammensetzung wie Vorkommen 1.

### Latianandesit

Vorkommen 3: Abb. 14, Kartenausschnitt b

Im Nordosten von Chios springt zwischen der kleinen Insel Strovili im Norden und der Bucht von Vroulidia im Süden ein kleines Kap (auch Kap "Rodosi" genannt) nach Osten vor. Die Kuppe des Kaps wird von diskordant in paläozoischen Grauwacken und Schieferen steckenden, kegelförmig herauspräparierten Vulkaniten gebildet. Sehr auffällig ist die säulige Absonderung in typischer Meilerstellung. Der Säulendurchmesser nimmt von außen nach innen ab. An den Oberflächen wittert das Gestein hellbräunlich bis hellgrau an; im frischen Bruch ist es schwärzlich.

Makroskopisch liegt im frischen Bruch ein dunkles und dichtes Gestein vor, das vereinzelte Phänokristalle von Olivin, Feldspäten und Pyroxen enthält. Bereits mit bloßem Auge ist eine ausgeprägte Fluidaltextur zu erkennen.

U. d. M. sind Phänokristalle von Plagioklas, Augit, Hypersthen und Olivin in einer fluidal-texturierten, hyalopilitischen Grundmasse aus Plagioklas, Mikrolithen, Klinopyroxen, Erzkörnchen und bräunlichem Glas zu unterscheiden.

KTENAS (1927, 1928 (a)) hat dieses Vorkommen unter dem Namen "Antistrovilas" beschrieben und eine chemische Analyse (siehe BESENECKER & PICHLER 1974, Tab. 1, Analyse a) gegeben. Er bestimmte das Gestein als Augit-Andesit mit Olivin und deutete das Vorkommen als Rest eines Lavastroms, der hier eine alte Verebnungsfläche in 80 m Höhe konserviert hat und wahrscheinlich in Zusammenhang mit den Vulkanitvorkommen auf der Halbinsel Karaburun stand. KAUFFMANN (1969, S. 140 ff.) widersprach dieser Auffassung und verwies auf kleine Vulkanit-Gänge in Meeresniveau, also weit unterhalb der von KTENAS angenommenen Verebnungsfläche. In Anlehnung an PICHLER & STENGELIN (1968, S. 802) benannte KAUFFMANN den Vulkanit als Latianandesit. Das Vorkommen deutete er als herauspräparierte Schlotfüllung.

### Phäno-Andesit

Vorkommen 4: Abb. 14

Etwa 1 km westlich des Ortes Fyta findet man auf dem Kamm eines Grauwacken-Rückens (410 m über NN) ein nur wenige Quadratmeter umfassendes Vorkommen eines hell-orangefarbenen Vulkanits. HERGET (1968, S. 117) hat es erstmals beschrieben. Er konnte aufgrund der starken Verwitterung des Gesteins nur eine ungefähre Ansprache geben und bezeichnet es von "andesitischem, eventuell quarzandesitischem Charakter".

### Phäno-rhyolithischer ? Ignimbrit

Vorkommen 5: Abb. 14

Im Talzug ca. 2 km südwestlich des Ortes Pitios ist an der nordwestlichen Talflanke inmitten von Schutt ein helles vulkanisches Gestein aufgeschlossen. Es handelt sich nach HERGET (1968, S. 117) um einen intermediären bis sauren Tuff mit Glasscherben, Plagioklas, Biotit und Bimsstein-Lapilli. Mit großer Wahrscheinlichkeit liegt hier jedoch ein phäno-rhyolithischer Ignimbrit vor.

### Phäno-Andesit

Vorkommen 6: Abb. 14, Kartenausschnitt c

Knapp 2 km nordwestlich des Ortes A. Georgios Sykousis tritt am Westhang des Strongilo Trachonas ein kleiner Vulkanitgang auf, der sich etwa 1 km weit talaufwärts nach Norden zu verfolgen läßt, sich aber morphologisch nicht von seiner Umgebung abhebt.

Das Gestein ist massig, teils stark porös und im frischen Zustand dunkelgraugrün. Es verwittert hellgrau mit gelblichen Flecken.

U. d. M. sind keine Phänokristalle feststellbar. Die hyalo-  
pilitisch texturierte Gesteinssubstanz besteht aus Mikro-  
lithen von Plagioklas, Augit, Erz und bräunlichem Glas.

TIETZE (1969, S. 118 ff) hat dieses Vorkommen erstmals be-  
schrieben und als "Basalt" angesprochen.

### Phäno-Rhyodacit

Vorkommen 7: Abb. 14

In der Bucht von Merikoundas liegt die kleine Insel Kolim-  
bia. Sie besteht nach LÜDTKE (1969, S. 147) aus einem sauren  
Ergußgestein von phäno-rhyolithischer Zusammensetzung. Es  
war nicht festzustellen, welche Ausdehnung über die kleine  
Insel hinaus dieser Vulkanit hat. Auf dem Land, am Rande  
der Bucht, sind keine weiteren Vorkommen aufgefunden worden.

Das Gestein zeigt in frischem Zustand hellgraue bis schwach  
rötliche Färbung und wittert graubräunlich an. In feinkri-  
stalliner Grundmasse liegen Einsprenglinge von sehr großen,  
bis zu mehreren cm langen, idiomorphen Feldspäten (Plagio-  
klas und Sanidin) und von Biotit.

U. d. M. finden sich große Phänokristalle von Plagioklas,  
Sanidin, Quarz, Biotit und Hornblende in kryptokristalliner  
Grundmasse.

### Nephelin- und Olivin-führender Latibasalt

Vorkommen 8: Abb. 14, Kartenausschnitt d

Gut 1 km nordnordöstlich des Ortes Pyrgi steht in Feldern  
über der westlichen Talflanke ein kleiner, nur wenige Qua-  
dratmeter großer Eruptivgesteinskörper an. Etwa 500 m wei-  
ter nördlich, ebenfalls an der Westseite des Tales, be-  
findet sich ein weiterer gleichartiger Körper. Diese Vul-  
kanite stecken gang- oder schlotartig in von Schutt über-  
rollten mesozoischen Sedimenten. Das Gestein zeigt säulige

Absonderung, ist auf frischen Bruchflächen grauschwarz und wittert hellbraun bis hellgrau an.

Im frischen Zustand liegt ein dichtes, grauschwarzes Gestein mit Phänokristallen von Klinopyroxen und Olivin vor.

U. d. M. sind Phänokristalle von Titanaugit und Olivin in hyalopilitischer Grundmasse aus Plagioklas- und Klinopyroxen-Mikrolithen neben Erz zu beobachten.

LÜDTKE (1969, S. 146) hat das Vorkommen erstmals beschrieben und als "Basalt" angesprochen. Die Auswertung der neuen Gesteinsanalyse (siehe BESENECKER & PICHLER 1974, Tab. 1, Nr. 1) bestätigt diese Aussage.

#### Rhyolithische Pyroklastite und Ignimbrite

Vorkommen 9: Abb. 14

Konkordant in die terrestrisch-fluviatilen Sedimente an der Basis der Keramaria-Schichten des Neogens in Südost-Chios ist ein Horizont von pyroklastischen und ignimbritischen Vulkaniten eingeschaltet. Mit seinen hellen, weißlich-grauen Lagen ist er sehr auffällig und läßt sich gut in den Erosionstälern, die längs der Abbrüche vom mesozoischen Grundgebirge zum Neogen eingeschnitten sind, verfolgen. Aus Abbildung 14 ist annähernd seine Verbreitung ersichtlich. Die Vorkommen im Süden, in der Umgebung von Kalamoti, zeigen die größten Mächtigkeiten (etwa 50 bis 60 m), wogegen nach Norden über das Talgebiet südlich Tholopotami (36 m) bis östlich von A. Georgios Sykousis (etwa 20 m) eine allmähliche Mächtigkeitsabnahme zu beobachten ist.

Im tieferen Teil sind die Pyroklastite gradiert und gut geschichtet. Vorwiegend geringmächtige, meist nur wenige Zentimeter dünne, feinstkörnige Aschenlagen wechseln mit mächtigeren, Dezimeter bis mehrere Meter dicken Lapillilagen. Die Anzahl der verschiedenen Lagen konnte nicht genau ermittelt werden, sie dürfte aber größenordnungs-

mäßig bei 50 bis 100 liegen. Etwa das obere Drittel dieses Horizontes ist weitgehend ungeschichtet und massig ausgebildet. Insgesamt ist das Gestein nur schwach verfestigt, tritt aber im Verband zwischen den nur lose verkitteten neogenen Schluffen, Sanden und Kiesen dennoch meist als "Härtling" hervor. An Klüften und vereinzelt auch längs Schichtflächen haben sich oftmals gelbbraunliche Verfärbungen und Verkrustungen durch eisenreiche Verwitterungslösungen gebildet.

Der helle, rhyolithische Vulkanit (siehe BESENECKER & FICHLER 1974, Tab. 1, Analyse 3) enthält in feinkörniger Grundmasse makroskopisch erkennbar Feldspäte, Quarz, vereinzelt Biotite, Erz, Gesteinstrümmer und massenhaft eckige Glasfetzen. Im ungeschichteten oberen Komplex des Horizontes treten auch größere, meist glasige, bimssteinartige Einschlüsse auf, die mehrere dm Durchmesser erreichen können. Nach lithologischer Ausbildung, Verbreitung und Dünn-  
schliff-Diagnose ist dieser höhere Teil als nicht bis wenig verschweißter Ignimbrit zu bezeichnen.

D. d. M. zeigen sich idiomorphe und resorbierte Phänokristalle von Sanidin, untergeordnet auch von Quarz, Plagioklas und Biotit in glasiger, von feinsten Sanidin-Mikrolithen durchsetzter Grundmasse. Partienweise ist Ignimbrit-Gefüge noch erkennbar, nämlich mäßig ausgelängte breitstückige "Flammen", die zusammengedrückte ehemalige Bimsstein-Einschlüsse (collapsed pumice) darstellen.

### Rhyolith

Vorkommen 10: Abb. 14 und Abb. 15

An der Küste südlich des Ortes Kalamoti erhebt sich am Westrand der Ebene von Komi der extrusive Vulkanstock des Prophitis Ilias. Er besteht aus hellen rhyolithischen Laven, die hier eine Staukuppe gebildet haben. Der Gipfel

erreicht 237 m Höhe und wird von einer Kapelle bekrönt. Die Staukuppe hat relativ zu ihrer Höhe eine ziemlich kleine Basis. An den Flanken sind bei der Emporpressung der hochviskosen Schmelze verschiedentlich paläozoische Grauwacken, mesozoische Kalke und neogene Sedimente aufgeschleppt worden. Deutlich ist eine Längserstreckung in Nord-Südrichtung zu erkennen; die Extrusion erfolgte demnach längs einer N-S-gerichteten Spalte.

Der Vulkanit ist vorwiegend massig ausgebildet; plattige Absonderung ist nur vereinzelt zu beobachten. Typisch sind große quaderförmige Blöcke (bis über  $10 \text{ m}^3$ ), die, meist verstürzt, die Hänge des Prophitis Ilias bedecken. Auf Oberflächen und an Klüften wittert das Gestein häufig gelbbraunlich an. Bei der Verwitterung zerfällt es in hellen tonigen Sand, der den Sandstrand bei Komi mit zusammensetzt. Nicht zuletzt wegen seiner guten Behaubbarkeit wurde der Rhyolith des Prophitis Ilias früher als Baustein gebrochen.

Das Gestein ist sehr hell und feinkörnig mit wenigen kleinen Phänokristallen von Feldspäten. Ganz vereinzelt sind Quarz, dunkle Minerale und Erzbröckchen zu beobachten. Nach der von KTENAS (1935) gegebenen chemischen Analyse handelt es sich (siehe BESENECKER & PICHLER 1974) um einen Rhyolith.

U. d. M. zeigen sich vereinzelt Phänokristalle von Sanidin gelegentlich auch von Quarz und Plagioklas in einer mikrokristallinen Grundmasse aus hypidiomorphem mikrolithischem Sanidin, Quarz und untergeordnet Biotit.

KTENAS (1928, S. 713 ff.) hat das Vorkommen erstmals beschrieben und als Alkali-Rhyolith angesprochen.

Auf dem Sattel südlich des Prophitis Ilias-Gipfels befinden sich antike Ruinen (eine befestigte Akropolis-Anlage mit einem Athena-Tempel sowie Reste von Häusern), die aus dem 6. Jahrhundert v. Chr. stammen sollen. Für das Gebiet

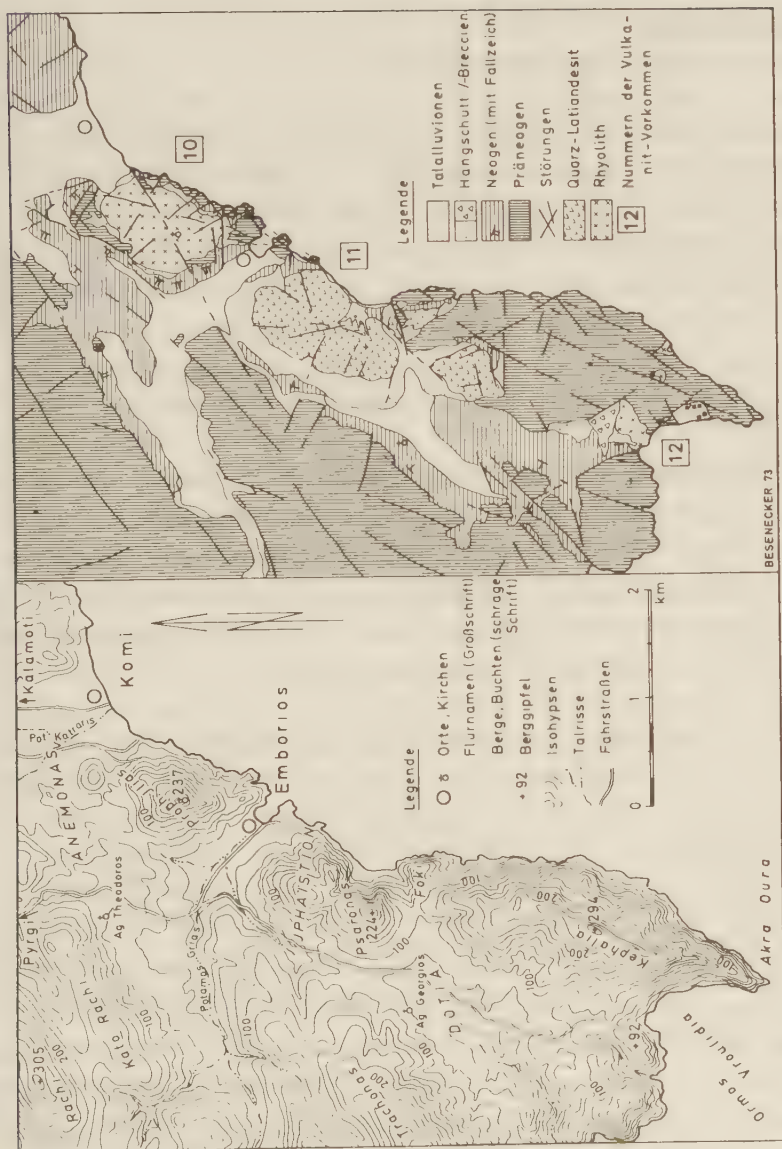


Abb. 15 Geographische und geologische Lage der jungen Vulkanite im Gebiet des Südkaps (Akra Oura) von Chios.

um die Bucht von Emborios haben britische Archäologen eine Besiedlung seit dem 3. Jahrtausend v. Chr. nachgewiesen.

### Quarz-Latiandesit

Vorkommen 11: Abb. 14 und Abb. 15

Von Emborios längs der Küste nach Süden erstreckt sich ein aus vulkanischem Gestein aufgebauter, dreigipfelter Bergstock. Der höchste Gipfel (224 m) im Süden trägt den Namen Psaronas. Der Bereich der nördlich vorgelagerten zwei kleineren Gipfel (etwa 170 m im Osten und 200 m im Westen) wird von der Bevölkerung als Ifaistion bezeichnet.

KTENAS (1928, S. 713 ff.) hat dieses Vorkommen unter dem Namen Psaronas erstmals beschrieben und das Gestein als dacitischen Andesit bestimmt.

Bei der Kartierung des Gebietes hat sich gezeigt, daß diese Vulkanite noch weiter nach Süden reichen. Im Gebiet bei Foki (Abb. 15) ist das Magma zwischen präneogene Gesteine (hier mesozoische Kalke) eingedrungen. Vom Nordteil des Bergzuges Kephalia ist ein weiterer Lavastrom nach Westen in die Talebene von Dotia hinabgeflossen.

Das Gestein ist überwiegend säulig abgesondert. Die Säulenquerschnitte (senkrecht zur Längsachse) sind dabei meist unsymmetrisch mit stark unterschiedlichen Seitenlängen. Die Durchmesser der Querschnitte schwanken zwischen 10 und 45 cm; im Mittel sind es etwa 25 cm. Die Seitenzahl der Polygone beträgt meist nur 4 bis 5. Die Zerstückelung des Gesteins wird noch erhöht durch eine Querklüftung senkrecht zu den Säulenrichtungen und durch die Auswirkungen der jüngsten Bruchtektonik. Die Umgebung der Vulkanitstöcke ist deshalb stark von Schutt überrollt, so daß der Kontakt zum Nebengestein nur selten aufgeschlossen ist. Ein deutlicher Kontakt zu limnischen Neogen-Mergeln ist jedoch unterhalb ostsüdöstlich des Psaronas-Gipfels zu beobach-

ten. Kontaktmineralien konnten nicht gefunden werden. Einzelne kleine Mergelschollen-Einschlüsse beweisen aber, daß es sich um einen primären Kontakt handelt.

Zahlreiche Messungen von Säulenlängsachsen, Fließrichtungsbestimmungen an orientiert entnommenen Proben sowie eine Anzahl Meßprofile mit einem Torsions-Magnetometer machen es wahrscheinlich, daß im Gebiet von Ifaistion-Psaronas die Laven längs NNE- und NE-streichender Spalten, etwa im Bereich der heutigen Gipfel aufdrangen und nach den Seiten hin ausflossen. Entsprechende Untersuchungen des Vorkommens östlich von Dotia weisen auf einen Lavastrom hin, der aus einer NNE-verlaufenden Spalte empordrang und ein altes Relief überdeckte.

Das vulkanische Gestein ist dicht, bricht splittrig und zeigt im frischen Bruch dunkelgraue bis schwarzgraue Farbe. Es enthält in feinkristalliner Matrix größere Einsprenglinge von Olivin, daneben gelegentlich Pyroxen und Plagioklas. Nach den beiden von K TENAS (1935) gegebenen Gesteinsanalysen handelt es sich um einen Quarz-Latiandesit (BESEN-ECKER & PICHLER 1974). Meist ist eine deutliche Fluidaltextur zu beobachten. Angewittert an Klüften und Bruchflächen zeigt das Gestein mittelgraue bis teils gelbbraunliche Färbung.

U. d. M. finden sich wenige korrodierte Olivin-Phänokristalle, selten auch solche von Klinopyroxen und Plagioklas in einer hyalopilitischen Grundmasse aus Mikrolithen von Plagioklas, Klinopyroxen und Erz. Die Mikrolithen bilden ein unregelmäßiges Fluidalgefüge.

### Rhyolith

Vorkommen 12: Abb. 14 und Abb. 15

In der Bucht Vroulidia direkt nördlich der Südspitze (Kap Oura) der Insel Chios sowie am West- und Osthang des Berg-

zuges Kephalia wurden helle, weißlichgraue Rhyolithe aufgefunden.

Der größte Komplex dieser extrusiven Vorkommen liegt in der Bucht von Vroulidia. Er grenzt im Osten an Kalke und Dolomite des Mesozoikums und steht im Nordwesten im Kontakt mit längs einer Störung eingesunkenen Neogen-Sedimenten. Das Gestein zeigt dünnplattige Absonderung, die in den Außenbereichen der Staukuppe eine vom Meer aus gut erkennbare extrusiv-bedingte Gewölbestruktur mit extrusiv-anggelegten Querklüften bildet (Abb. 53). Der Gewölbekern ist durch den Extrusions-Vorgang der zähen Schmelze vielfältig zerklüftet und zerstückelt. Partienweise sind Extrusionsbreccien (mit eckigen Glasbrocken) und Fließfalten (Abb. 54) zu beobachten. In Spalten, die den dünnplattigen Teil durchsetzen, sind etwas jüngere magmatische Nachschübe eingebrungen. Sie sind von ganz ähnlicher petrographischer Zusammensetzung und heben sich durch ihre meist etwas hellere Färbung vom umgebenden Gestein ab. Stellenweise versetzen jüngere Störungen den Vulkanit-Körper.

Weiter südlich, am Westhang des Kephalia-Bergzuges, ist in mesozoischen Karbonaten ein weiteres, kleineres Vorkommen gelegen. Es zeigt ebenfalls plattige Absonderung. Mehrere kleinere Aufschlüsse fanden sich unweit südlich davon innerhalb eines Schutthanges. Auch am Osthang des Berges Kephalia wurden zwei größere Vulkanit-Körper entdeckt; sie durchschlagen hier mesozoische Karbonate. Vermutlich nehmen diese Rhyolithe im Bereich der Bucht von Vroulidia und östlich des Kephalia-Bergzuges noch größere Flächen unter dem heutigen Meeresniveau ein.

Makroskopisch handelt es sich um ein sehr helles, bänderig fluidal-texturiertes dichtes Gestein mit relativ wenigen, wasserklaren Feldspat-Einsprenglingen, die um 5 mm Länge erreichen. Nach der chemischen Analyse (BESENECKER & PICHLER 1974, Tab. 1, Analyse 2) ist das Gestein als Rhyolith anzusprechen.

U. d. M. zeigt sich, daß dieses Gestein im Mineralbestand nahezu identisch mit dem Rhyolith des Vorkommens 9 ist. Jedoch findet sich hier kein Ignimbrit-Gefüge.

### Phäno-Rhyolithische Pyroklastite

#### Vorkommen 13

Bei der detaillierten Aufnahme von Schichtprofilen wurde in den limnischen Nenita-Schichten ein Pyroklastit-Horizont aufgefunden (siehe Anl. 5). Seine Mächtigkeit liegt meist nur im Zentimeter- bis Dezimeter-Bereich. Die größte Dicke ist mit etwa 40 cm gemessen worden. Die Pyroklastite sind nur leicht verfestigt und wittern daher im Gelände zwischen den härteren Süßwasserkalken und -mergeln zumeist heraus. Sporadisch in einzelnen Aufschlüssen konnte dieser Horizont über das gesamte von den jüngeren neogenen Sedimenten eingenommene Gebiet im Südosten der Insel nachgewiesen werden.

Das vulkanische Gestein ist hellgrünlichgrau oder hellbräunlich. Es besteht aus einem mürben tonigen Sand. Deutlich erkennbar sind Quarz, dunkle Glimmer, helle Feldspäte und Glasfetzen. Häufig liegen mehrere, feingeschichtete gradierte Lagen vor. Da die Mineralkörner stark zersetzt sind, war eine Bestimmung nicht möglich.

#### 2. Zur geologischen Altersstellung

Die geologischen Lagerungsverhältnisse (Abb. 14 und Abb. 15) lassen nur in wenigen Fällen Rückschlüsse auf das genaue Alter der Vulkanite zu. Die rhyolithischen Vulkanite vom A. Pantès nördlich von Kambia (Vorkommen 1), in der Nähe von Amades (Vorkommen 2) und die Phäno-Andesite bei Fyta (Vorkommen 4) stecken in älteren, paläozoischen Gesteinen. Sie sind mit Sicherheit post-varistisch, wahrscheinlich

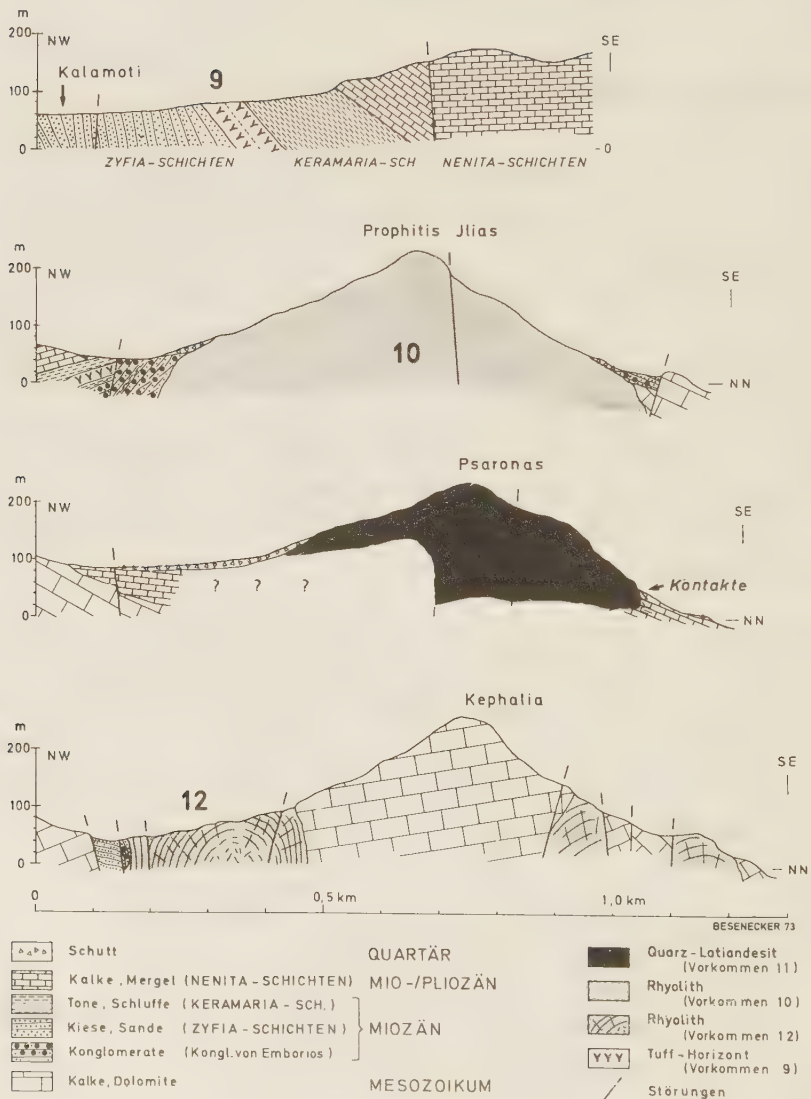


Abb. 16 Geologische Profile durch die jungen Vulkanite in der Nähe des Südkaps (Akra Oura) von Chios.

sogar relativ jung. Jedoch ist ungewiß, ob sie kretazisch-alttertiären oder neogen-quartären Alters sind. Das isolierte Vorkommen in der Bucht von Merikoundas (Vorkommen 7) kann stratigraphisch ebenfalls nicht näher eingeordnet werden.

Die Rhyolithe im Süden der Insel bei Komi (Vorkommen 10) und in der Bucht von Vroulidia (Vorkommen 12) zeigen dagegen deutliche Kontakte zu neogenen Sedimenten. Aus der Kartenskizze (Abb. 15) und den Profilen (Abb. 16) ist zu ersehen, daß die Staukuppe des Prophitis Ilias (Vorkommen 10) nach Ablagerung der "Konglomerate von Emborios" (Miozän, wahrscheinlich ? Torton) gebildet wurde und dabei die Konglomerate randlich hochgeschleppt und vielfältig verstellt hat. Ähnliche, wenn auch weniger gut aufgeschlossene Kontakte liefert der Rhyolith-Stock in der Bucht von Vroulidia (Vorkommen 12). Das Alter dieser Gesteine ist deshalb mit Sicherheit jünger als Mittel-Miozän.

Möglicherweise stehen die ignimbritischen Vulkanite (Vorkommen 9), die in der Umgebung von Kalamoti einen besonders mächtigen Horizont (Abb. 16) bilden, in ursächlichem Zusammenhang mit der Entstehung der rhyolithischen Staukuppen. Im Nordwesten des Prophitis Ilias sind geringmächtige Vorkommen, wahrscheinlich Erosionsreste dieser Ignimbrit-Decke, aufgefunden worden. Die limnisch-terrestrischen Keramaria-Schichten im Hangenden des Ignimbrit-Horizontes wurden mit Hilfe von Säugetieren (*Sanitherium masticum*, *Bunolophodon angustidens*) in das Sarmat eingestuft. Das Mindestalter dieser Vulkanite ist somit ebenfalls Sarmat.

Das (?) Ignimbrit-Vorkommen in der Nähe von Pitios (Vorkommen 5) läßt leider keinen klaren Verband mit den neogenen Sedimenten, die in seiner Umgebung anstehen, erkennen. Eine Zuordnung zu dem Ignimbrit-Horizont (Vorkommen 9) im Südosten der Insel ist jedoch wahrscheinlich.

Die geringmächtige Pyroklastit-Lage (Vorkommen 13), die dem höheren Teil der Nenita-Schichten eingeschaltet ist (Anl. 5), dürfte nach den pollenanalytischen Datierungen von Braunkohlenlagen in ihrem Liegenden (S. 53) bereits dem tieferen Pliozän zuzurechnen sein.

Die Latiandesite und Phäno-Andesite (Vorkommen 3, 6 und 11) sind möglicherweise von ungefähr gleichem Alter. Die Lageungsverhältnisse der gangförmigen Vorkommen bei A. Georgios Sykousis (Vorkommen 6) lassen keine genaue zeitliche Einstufung zu. Der Latiandesit am Kap von Rodosi (Vorkommen 3) hat ebenfalls keine Kontakte zu neogenen Sedimenten. Jedoch weist das Fehlen von latiandesitischen Abtragungsschutt oder Geröll in den nahegelegenen basalen konglomeratischen Partien der mio-pliozänen Neogensedimente (Abb. 14, Kartenabschnitt b) auf ein jüngeres, möglicherweise sogar quartäres Alter hin. Am Psaronas (Vorkommen 11) sind deutlich Kontakte zu den Mergeln der jüngsten auf Chios beobachteten Neogenschichten (Nenita-Schichten) entwickelt (Abb. 16). Als Höchstalter muß deshalb Pliozän angenommen werden.

Die Latibasalte (Vorkommen 8) nördlich von Pyrgi haben mesozoische Sedimente durchschlagen. Nähere Altershinweise sind aus ihrer Lagerung nicht zu gewinnen.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß auf Chios rhyolithische Magmen im Miozän, teilweise vielleicht auch schon früher aufgedrungen sind, wogegen im Pliozän/Pleistozän vorwiegend latiandesitische Schmelzen extrudierten. Genaue Angaben über das Alter der Vulkanite, und damit mittels der Pyroklastit- und Ignimbrit-Horizonte, vielleicht auch über die absolute Altersstellung der limnischen Sedimente, sind nur mit Hilfe radiometrischer Altersbestimmungen zu erzielen.

### III. PALÄO GEOGRAPHIE

Aus den Ergebnissen der stratigraphischen, lithologischen und tektonischen Untersuchungen soll hier zusammenfassend eine bildhafte Rekonstruktion der paläogeographischen Entwicklung versucht werden. Faunen und Floren lieferten neben einer groben Stratigraphie vor allem gute ökologische Hinweise. Lithologische und sedimentologische Befunde halfen, diese Vorstellungen zu ergänzen und zu erweitern. Die morphologische Entwicklung wiederum ist eng verknüpft mit den tektonischen Ergebnissen; beide sind entscheidend für Verbreitung und Mächtigkeit der neogenen und quartären Sedimente.

Das alttertiäre Konglomerat in der Bucht von Avlonia (nordwestlich des Südkaps) wurde als jüngstes auf Chios nachgewiesenes Schichtglied von der alpidischen Faltung erfaßt und mit NNE-streichenden Achsen verstellt. Bis zur Ablagerung des Neogens klafft dann eine Lücke in der stratigraphischen Dokumentation. Wann im Bereich von Chios der letzte alpidische Faltungsakt erfolgte, läßt sich deshalb nicht genau feststellen. Das alpidisch gefaltete Gebirge wurde als Teil einer großen ägäischen Landmasse über den Meeresspiegel gehoben. Vermutlich bestand zur Zeit des Neogens, zumindest zeitweilig, eine Landverbindung zwischen griechischem Festland im Westen und den anatolischen Gebirgen im Osten.

Bei der Heraushebung des Gebirges blieben bereits Krustenteile zurück, große und kleinere Blöcke wurden relativ schwächer gehoben oder in der Folgezeit abgesenkt. Es bildeten sich so im Bereich der großen ägäisch-anatolischen Landmasse zahlreiche intramontane Becken heraus. Diese dürften manigfaltige Umgrenzungen und Verbindungen besessen

haben, welche sich heute im Bereich der Ägäis nur noch schwer rekonstruieren lassen. Das Gebiet von Chios lag dabei am Westrand eines großen Beckens, dessen Hauptteil vermutlich im Gebiet der heutigen Meeresstraße von Chios (die kleinen Inseln Paspargon und Pangia werden aus limnischen Neogen aufgebaut) zwischen den großen Neogen-Arealen von Südost-Chios und der Cesme-Halbinsel lag. Das Becken reichte, zumindest in Ausläufern bis nahe an die Oinoussai-Inseln nach Norden (Neogen-Vorkommen von Vroulidia in Nordost-Chios) und dehnte sich wahrscheinlich auch weiter nach Süden aus als heute beobachtet werden kann.

Im Zuge der differenzierten Heraushebung wurde Chios in das Spiel des exogenen Kräfte einbezogen. Das Gebirge wurde teilweise eingeebnet, gebietsweise kam es zur Zertalung und Verkarstung großer Flächen. Die paläozoischen Grauwacken boten dabei der Erosion bessere Angriffsmöglichkeiten und dürften bereits damals teilweise als Niederung herausgearbeitet worden sein. Die Kalkgebiete verkarsteten; das Klima scheint dabei für mächtige Roterde-Bildung günstig gewesen sein.

#### 1. Zeit der Thymiana- und Zyfia-Schichten (? Helvet/Torton)

In dieses, teils durch Erosion geschaffene, vorwiegend jedoch tektonisch gebildete Relief, wurden etwa um die Wende ? Helvet/Torton die ersten neogenen Sedimente abgelagert. Schuttbrekzien und/oder fluviatile Schotter bildeten den ersten Absatz. Das grobklastische Material ist nicht weit transportiert und läßt sich meist gut von den mesozoischen und paläozoischen Gesteinen am Beckenrand ableiten. Die Konglomerate von Emborios zeigen mit ihrer Serpentin-Führung (Abb. 10) eine Besonderheit. Es müssen demnach

weit größere Serpentin-Körper, als man sie heute findet, vorhanden gewesen sein. Die Serpentine stehen südlich von Tholopotami in kleinen Vorkommen längs des Bruchrandes, der das Neogen von Südost-Chios gegen das Grundgebirge absetzt an. Meßprofile mit einem ASKANIA-Magnetometer, in dem das Kloster Sikilia (südlich Tholopotami) umgebenden Talgebiet, ergaben, daß sich die hier auftretenden schmalen Serpentin-Körper auch teils noch weit unter das Neogen fortsetzen dürften. In präneogenen Gesteinen ließen sich jedoch nirgends Serpentin-Gerölle finden (auch nicht in den alttertiären Konglomeraten bei Avlonia). Vermutlich sind die Serpentine also erst im Rahmen der letzten alpidischen Faltungsphase in den Bereich der Abtragung gelangt.

Es bestand damals in Südost-Chios offensichtlich ein großes Talgebiet, das wahrscheinlich an der (bis heute noch aktiven) Bruchzone entstanden ist und nach Süden entwässerte. Etwa zur gleichen Zeit dürften auch die fossilen Täler bei Elata (Südwest-Chios) und bei Pitios (Nordost-Chios) angelegt worden sein. Daneben bildeten sich im Gebiet von Thymiana (Südost-Chios) und z. B. bei Piria (Nordost-Chios) flache stehende Gewässer (Oszillationsrippeln, Abb. 37, 38) aus. Hier wurden Feinsande und ockerbraune Mergel abgelagert. Ähnliche Partien wurden auch in einer Bohrung bei Ciftlikköy (Cesme-Halbinsel) festgestellt. Die limnische Entwicklung hat teilweise auch auf das Gebiet der fluvialen Ablagerungen (Konglomerate von Emborios) südlich Kalamoti übergegriffen; Mergel-Einschaltungen mit Rippelmarken und Süßwasserorganismen deuten darauf hin.

Mit den Zylfa-Schichten nahm auch im Gebiet nordöstlich von Tholopotami die gröber-klastische Schüttung zu. Vorwiegend wurde von den Flüssen Grauwacken-Material aus dem Westen herangeschafft (Abb. 8, 9). Reinere tonige Partien deuten auf stehende Wasserflächen hin (Altwässer?). Hierin finden sich vereinzelt Pflanzenreste. Die hellen

Dolomitmergel (Abb. 41) sind wahrscheinlich in stehendem Wasser gebildet. Sie stellen jedoch schon allein aufgrund ihrer Reinheit eine Besonderheit dar.

Die limnischen Bereiche wurden von Ostrakoden und Gastropoden besiedelt. Vereinzelt wurden auch Landschnecken und Pflanzenreste eingespült. Im Schlamm wühlten Würmer (Abb. 39, 40). Das Wasser war mineralreich, kalkig und tonig; des öfteren kam es auch zu Austrocknung (Eindampfung!). In den fluviatilen Zyfia-Schichten fanden sich Muscheln und zahlreiche eingespülte Blätter-Reste von Ahorn, Buche, Lorbeer, Pappel, Zimtbaum dazu Ericaceen- und Laichkraut-Blättchen. Das Milieu war limnisch-terrestrisch, das Klima warm und mäßig feucht.

Insgesamt dürfte die langsame, relative Absenkung des Beckens zwischen Chios und Cesme-Halbinsel weiter gegangen sein. Inwieweit die Schwankungen des Grundwasserspiegels rein tektonische oder auch klimatologische Ursachen hatten, ist nicht klar feststellbar.

## 2. Die Zeit der Keramaria-Schichten (Sarmat)

Die Keramaria-Schichten sind in Südost-Chios (Gebiet der Standard-Gliederung) und im Westteil der Cesme-Halbinsel vertreten. Das Sarmat dürfte in diesem Gebiet über lange Zeit-Abschnitte terrestrisch gewesen sein. Größere fluviatile Klastika treten zurück, Tonsedimentation herrscht vor. Limnische, mergelige Partien zeugen daneben von stehenden Gewässern, ebenso Ostrakoden, Gastropoden und Bivalven, insbesondere aber die Fischreste und Schilfreste.

Mastodon-Herden stapften durch eine Landschaft mit wahrscheinlich nur lichtem Baum- und Buschbewuchs, die aber

auch kleine sumpfige Seen aufwies. Süßwasserfische und Krokodile bevölkerten diese Gewässer. Nashörner, kleine Dinotherien (*D. bavaricum*) und das Zwergmoschus-Tier sowie Wildschweine, Antilopen und Hirsche lebten am Rande oder in der weiteren Umgebung. Dazu gesellten sich Landschildkröten und zahlreiche Kleinsäuger.

PARASKEVAIDIS (1940) hat von der Großsäuger-Fauna auf eine zunehmende Versteppung der geschilderten Savannen-Landschaft während der Zeit des Obermiozäns geschlossen. Die Molarisierung der Prämolaren bei *Sanitherium* und bei *Dinotherium* sowie das Bestreben nach Zygodontie bei *Listriodon* und in geringerem Ausmaß auch bei *Sanitherium* und bei *Dinotherium*, deuten auf die Anpassung an eine sich verändernde Umwelt hin. Daneben treten auch echte Steppentiere (Antilopen) und Waldformen auf. Nur mit *Mastodon* ist noch der bunodonte Zahntyp vertreten.

Auch die fossilen Insektenbauten bezeugen für die Zeit ihrer Anlage und Benutzung ein trockenes und zumindest zeitweise besonders warmes Kleinklima am Fundort (SAUER & SCHREMER 1969).

Vulkanismus: An der Basis der Keramaria-Schichten liegen helle Bimstufte. Sie wurden vermutlich um die Wende Torton/Sarmat aus der Umgebung des Südkaps (? Prophitis Ilias bei Komi, ? Bucht von Vroulidia) ausgeblasen. Im Gebiet von Südost-Chios fielen diese Tuffe vorwiegend auf festes Land. Sie wurden in den Depressionen bald durch fluviale Sande bedeckt und so vor der Abtragung geschützt, während sie in dem mesozoischen Kalkgebirge nur vereinzelt in Karst-Schlotten erhalten blieben. Im Bereich der Cesme-Halbinsel wurden Tuffe, die denen von Chios entsprechen dürften, erbohrt. Hinweise für größere tektonische Unruhe wurden nicht beobachtet.

### 3. Die Zeit der Nenita-Schichten (Obersarmat bis tiefes Pannon)

Im höheren Miozän bedeckte ein großer See das gesamte Gebiet. Er hat teilweise auch weit in ältere Täler eingegriffen. Die mächtigsten Ablagerungen finden sich in Südost-Chios im Gebiet bei Nenita. Helle Seekreidekalke, blaugraue Mergel und grüne Tone bildeten die bestimmenden Sedimente. Die roten Farben verschwinden völlig. Eine reiche Pflanzen- und Tierwelt siedelte sich in dem flachen, warmen Gewässer an. Schilf, Armleuchteralgen, Laichkraut-Gewächse, etc. lieferten gute Bedingungen für zahlreiche Süßwasserfische (Hassel, Rotfeder, Schleie, Bitterling sowie Schmerlen, Kärpf-linge und Barsche), Sumpfschnecken, Teichmuscheln und Ostrakoden. Am Ufer und am Rand in Sümpfen wuchsen Bäume und Sträucher und dürften große Wälder gebildet haben. Ihre Blätter und Pollen wurden mit Sanden und Tonen eingeschwemmt. Teilweise sind auch größere Mengen von Holzresten zusammengespült worden; sie liegen heute als kleine Braunkohle-Flözchen vor. Aus den Überresten gewinnt man ein buntes Bild der Vegetation:

Es sind verschiedene Arten von Kiefern, Tannen, Eichen, Buchen, Birken, Erlen, Weiden und Pappeln vertreten, daneben Zypressen, Sumpfzypressen und Mammutbäume. Dazu kommen Ahorn, Zürgelbaum, Hickory-Nuß, Liquidambar und Hamamelis. Selten finden sich auch Palmen. Zahlreich sind Gräser, Farne und krautartige Pflanzen.

Das Klima war vorherrschend warm-gemäßigt und feucht. Das häufige Trockenfallen (Abb. 45, 46) großer Flächen kann klimatologische Ursachen haben, läßt sich aber auch tektonisch (plötzliches stärkeres Absenken an anderer Stelle; Auslaufen des Sees an Bruchzone) oder durch exogene Kräfte (rückschreitende Erosion und Anzapfen des Sees durch Wasserläufe) erklären. Im ufernahen Bereich, wie ihn das Gebiet

von Südost-Chios gebildet haben dürfte, machen sich allerdings bereits Seespiegel-Schwankungen von wenigen Metern stark bemerkbar. Es würde also wohl keiner sehr großen Klima-Änderungen bedürfen, um die wiederholt auftretenden Trockenrisse zu erklären.

Wie subaquatische Rutschungen (Abb. 23, 55, 56) vermuten lassen, ging die tektonische Einsenkung des Beckens weiter. Tuffit-Einschaltungen, etwa an der Grenze Miozän/Pliozän zeugen von erneuter vulkanischer Aktivität.

#### 4. Höheres Pliozän und Quartär

Mit den Nenita-Schichten endet die konkordante Sedimentation auf Chios. Im Gebiet der Cesme-Halbinsel und z. B. weiter in Südwestanatolien geht sie jedoch noch weiter. Bei Cesme wurden über den Nenita-Schichten bunte Sande, Kiese und Mergel und mächtige Tuffe beobachtet, die wahrscheinlich an die Basis der terrestrisch-fluviatilen Yata-gan-Schichten (BECKER-PLATEN 1970) zu stellen sind. In Chios konnten nur geringmächtige und isolierte Schotter gefunden werden, die keine klare Einstufung zulassen. Möglicherweise ist die Einsenkung im Beckengebiet von Chios-Cesme bereits früher als bei den anatolischen Becken, oder auch den Becken auf den benachbarten größeren Inseln, Samos und Lesbos zum Stillstand gekommen. Vielleicht wurde aber auch im Gebiet von Chios als Randbereich eines größeren Beckens, im höheren Pliozän bereits überwiegend abgetragen. In der Beckenmitte - vermutlich südöstlich von Chios versunken - könnte dabei die Sedimentation weitergegangen sein. Das heutige Relief der Insel entstand im wesentlichen erst im Pleistozän.

Wann Chios zur Insel wurde kann heute noch nicht genau beantwortet werden. Die jungpleistozänen Faunen aus den Karst-

spalten des Latomi bezeugen zwar eine Verbindung zu jener Zeit mit dem Festland (Türkei). Dies könnte aber sehr einfach durch eustatische Meeresspiegel-Senkung erreicht worden sein, da teilweise weniger als maximal 40 m Wassertiefe zwischen Karaburun/Türkei und Chios gemessen wurden. Allerdings ist seit der Einspülung dieser Fauna in die Karst-Schlotten des Latomi, dieser Berg aus seiner Umgebung (über 70 m zur Talsohle) herauspräpariert worden, so daß hier auch jüngere Senkungen im Osten mit Reliefbildung, erwartet werden müssen.

#### IV Ergänzende Daten und Untersuchungsergebnisse

##### A) Schichtenprofile

###### Profil Th 2 - Thymiana-Schichten (Abb. 3)

Küstenanschnitt 500 m nordöstlich der Bucht  
von Karfas (Südost-Chios)

- oben
- |        |                                                                                                                                                                                                                                           |
|--------|-------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 2,80 m | Feinsandstein, hellgrau und gelbbraun, teils mit rostroten Verfärbungen, schluffig, mergelig, glimmerführend, in höheren Partien mit Schrägschichtung, bankig, fest                                                                       |
| 0,30 m | Mittelsandstein, graubraun, stark kalkig, glimmerführend, fest, löchrige Auswitterung                                                                                                                                                     |
| 0,40 m | Feinsandstein, graubraun, kalkig, tonig, feinglimmerig, kleindimensionale Schrägschichtung, fest, löchrige Auswitterung                                                                                                                   |
| 6,50 m | Mergel, hellgrau, schluffig, feinglimmerig, dünnblättrige Lagen von 10 - 15 cm Mächtigkeit, vereinzelt Pflanzenreste; eingeschaltet: eisenschüssige Lagen, rostbraun, häufig mit dunklen Dendriten, 5 - 10 cm mächtig, fest (e in Abb. 3) |
| 2,10 m | Dolomit-Mergel, ockergelb bis fleischrot, teils feinsandig, partienweise onkolithisch, meist kavernös, dickbankig, fest, mit Fossilresten: Gastropoden und Ostrakoden des Süßwassers                                                      |
| 0,10 m | Mittelsand, hellgrau, stark kalkig, glimmerführend, tonig                                                                                                                                                                                 |
| 1,30 m | Dolomit-Mergel, ockergelb bis fleischrot, feinsandig, kavernös, dickbankig, fest, Fossilreste (d in Abb. 3)                                                                                                                               |
| 2,10 m | Mittelsand, hellbraun, kalkig, tonig, glimmerführend: mit Quarzgeröllen (erbsengroß), Tonfetzen, weitgehend zersetzten Feldspäten, rostbraunen Eisenstein-Konkretionen und -Lagen                                                         |

- 0,20 m Schluff, grau, stark sandig
- 0,60 m Mittelsand, graubraun, geröllführend, Schrägschichtung
- 0,20 m Eisensteinlage rostbraun, knollig
- 7,60 m Mittelsandstein, gelbbraun bis hellgrau mit rostbraunen Verfärbungen, teils stärker feinkiesig, kalkig, lagenweise feinkörniger bis tonig, glimmerführend, mit rostbraunen Eisenstein-Konkretionen und -Lagen, teils gut feingeschichtet, stellenweise Schrägschichtung, nur schlecht gebankt, häufig löchrige Auswitterung (c in Abb. 3)
- 3,30 m Schluffstein bis Feinsandstein, braungrau mit dunkelroten, braunen Verfärbungen, kalkig, feinglimmerig, mit rostbraunen Eisenstein-Schnüren, teils dolomitisch, gut geschichtet, bankig, fest (b in Abb. 3)

unten

Profil Zy 1 - Zyfia-Schichten (Abb. 7)

Im Talriß etwa 400 m ostnordöstlich von Zyfia  
(Südost-Chios)

oben

- 4,80 m Mittelsand, grüngrau, vereinzelt Kiesgerölle, glimmerführend, schwach kalkig, tonig, teils schrägschichtet, schwach verfestigt, mit stärker verfestigten, rostbraunen Partien und Eisenstein-Konkretionen
- 1,80 m Kieslinse, Korngröße bis über 5 cm Ø, Komponenten: Quarz, Quarzit, Grauwacke, Glimmerschiefer, Lydit, daneben Konkretionen und Resedimente (Probe 66/124)
- 0,50 m Feinsand, hellgrau, tonig, kalkig
- 0,25 m Tone, grüngrau, feinsandig
- 0,60 m Feinsand, grau-grün, tonig, glimmerführend
- 1,40 m Mittelsand, hellgrüngrau, kiesig, teils tonig, glimmerführend, mit Schrägschichtung, schwach verfestigt

- 2,80 m Schluffe, grüngrau, feinsandig, schwach kalkig, mürbe, bröckelig abwitternd
- 1,20 m Feinsand, graugrün, tonig, feinglimmerig, schwach verfestigt
- 1,30 m Schluffe, braungrau, feinsandig, feinglimmerig, verfestigt, knollig abwitternd
- unten

Profil Zy 2 - Zyfia-Schichten (Abb. 7)

Im Talgebiet etwa 400 m südwestlich von Ver-  
veraton (Südost-Chios)

oben

- 3,00 m Mittelsand, hellgrau bis grüngrau, glimmerführend, vereinzelt Kiesgerölle, schwach verfestigt; rostbraune, stärker verfestigte Lagen
- 1,20 m Feinsand, grüngrau, mergelig, glimmerführend, knollig abwitternd, rostbraune Anwitterung
- 2,30 m Schluffe, grüngrau, stark feinsandig, glimmerführend, kalkig, bröckelig abwitternd
- 0,60 m Feinsand, hellgrüngrau, tonig, schwach knollig, feinglimmerig
- 5,80 m Tone, grüngrau, teils stark feinsandig, schwach kalkig, glimmerführend, mit mittelgrauen Schlufflagen, bröckelig abwitternd
- 2,10 m Tone, mittelgrau, stark schluffig, glimmerführend
- 4,00 m Schluffe, graugrün, feinsandig, glimmerführend, schwach kalkig, mit Lagen rosafarbener, fester, kalkiger Knollen, bröckelig abwitternd
- 0,60 m Tone, hellgrün, stark kalkig, teils feinsandig
- 5,60 m Dolomit-Mergel, hellgrau, teils in kalkigen Ton übergehend, undeutlich bankig im dm-Bereich oder massig, meist bröckelig abwitternd, enthalten mehr oder minder regelmäßige Kügelchen von wenigen mm bis etwa 1 cm Ø = algae pellets (Abb. 41)

2,20 m Schluffe, mittelgrau, feinsandig, schwach kalkig, glimmerführend, feinschichtig, bröckelig abwitternd

unten

Profil Ke 1 - Keramaria-Schichten (Anl. 3)

Südwand der Ziegelei Michalou (an der Küste etwa 2,5 km südlich Thymiana; Südost-Chios)

oben

1,50 m Kalke, hell beige, bankig, fest (= Nenita-Schichten)

3,30 m Mergel, hellgrau, knollig mit grünen Tönen in Zwickeln, bröckelig abwitternd (= Übergangszone)

5,50 m Ton, ziegelrot bis violettrot, feinblättrig, mit geringmächtigen, graugrünen, stärker feinsandigen Einschaltungen, vereinzelt hellrosa oder blaßgrüne Karbonatknuern

2,00 m Ton, olivgrün, feinsandig mit Lagen von blaßgrünen Karbonatknuern

4,50 m Ton, rot, glimmerführend, mit dünnen grünfarbenen Einschaltungen

0,65 m Ton, rotbraun, kalkig, feinsandig, schwach verfestigt, undeutliche Fossilreste

5,10 m Wechsellagerung von olivgrünen und roten bis rotbraunen Tönen, teils stärker feinsandig

0,25 m Karbonatknuern, blaßgrün, in grüner Ton-Matrix

1,90 m Ton, vorwiegend olivgrün, daneben auch rote Lagen, feinsandig

0,35 m Karbonatknuern, hellrosa, in roter Ton-Matrix

1,80 m Feinsand, graugrün, meist stark tonig, kalkig, mit Lagen von blaßgrünen Karbonatknuern

1,75 m Ton, rot oder grün, feinsandig, schwach kalkig, vereinzelt Karbonatknuern

- 1,35 m Feinsand, grüngrau, mergelig, glimmerführend, im oberen Teil feinschichtig, Pflanzenreste, Gastropoden, Ostrakoden
- 2,20 m Ton, vorwiegend grün, daneben auch rote Lagen, feinsandig, mürbe, mit blaßrosafarbenen Karbonatknuern
- 0,60 m Ton, blaßgrün, knollig, feinsandig, stark kalkig, fest, im unteren Teil stärker sandig
- 0,90 m Ton, rot, feinglimmerig, blätterig, Karbonatknuern
- 0,35 m Feinsand, grün, mürbe
- 3,20 m Wechsellagerung von roten und grünen Tonen, teils stärker feinsandig, vereinzelt Karbonatknuern-Lagen
- 4,80 m Sand, olivgrün oder graugrün, meist feinkörnig, partienweise auch gröber und vereinzelt kiesführend, teils stark tonig, glimmerführend, im allgemeinen nur schwach kalkig, lagenweise mit Schrägschichtung; zwischengeschaltet sind mehrere dünne blaßgrüne Karbonatknuern-Lagen
- 8,70 m Wechsellagerung von roten und grünen Tonen, oft stark feinsandig, eingeschaltet dünne Karbonatknuern-Lagen
- 3,05 m Sand, graugrün, vorwiegend feinkörnig, mit größeren Lagen
- 4,10 m Ton, vorwiegend rot, daneben auch grün, mit grünen Feinsandlinsen und dünnen Karbonatknuern-Lagen
- 1,45 m Feinsand, graugrün, tonig, glimmerführend, kalkig
- 7,10 m Ton, dunkelrot, schwach kalkig, vereinzelt Karbonatknuern, mit Einschaltungen von dünnen grünen Feinsandlagen
- 1,90 m Feinsand, graugrün, glimmerführend, teils stark kalkig
- 6,50 m Ton, olivgrün oder rotbraun, teils feinsandig, vereinzelt stark kalkig, mit Karbonatknuern-Lagen und dünnen Feinsandlinsen, Vertebratenreste

- 4,50 m Feinsand, graugrün, partienweise feinkiesig, tonig, glimmerführend, teils mit Schrägschichtung, meist nur schwach verfestigt, teilweise aber kalkig verhärtet; bildet auskeilende Linse, in gröber körnigen, meist gut verfestigten Basislagen, vereinzelt Vertebratenreste
- 1,70 m Ton, rot, feinsandig, mit Einschaltungen von dünnen grünen Feinsandlagen
- 0,15 m Karbonatknuauern, hellrosa, fest, knollig, teils lagig (Probe Z - 16)
- 2,60 m Ton, rot, ziemlich rein, dann fettig glänzend (Probe Z - 0), teils stärker schluffig, dann stumpf, Wechsel von feinblättrigen und derberen Partien, teils grünfarbene Feinsandeinschaltungen; vereinzelt Grabgänge (Probe Z - 1), Vertebratenreste
- 0,50 m Feinsand, graugrün, glimmerführend, stark tonig
- unten

Profil Ne - 06/A - Nenita-Schichten (Anl. 5)

Küstenanschnitt östlich von Komi (Südost-Chios)

oben

- 2,20 m Kalk, weißgrau bis hellbraun, mergelig, nach unten zu stärker tonig, gebankt, fest, vereinzelt dunkle Hornsteine, Schillagen von Gastropoden
- 0,23 m Mergel, braun-grün, schluffig, feinblättrig, mürbe Braunkohlenlage von 3 cm, Pflanzenreste
- 0,32 m Mergel, hell, kreidig, leicht, gelbbraun auswitternd
- 0,21 m Schillmergel, rostbraun, stinkig, Gastropoden
- 0,33 m Ton, olivgrün, schluffig, kalkig, Pflanzenreste, Gastropoden
- 0,22 m Mergel, hell beige, leicht, mürbe, mit Gastropoden im oberen Teil

- 0,15 m Schillmergel, braungrau
- 0,32 m Mergel, gelbbraun, mit gelegentlichen Schillagen, teils gut verhärtet
- 0,15 m Schillmergel, gelbbraun, mürbe
- 3,20 m Ton bis Schluff, bräunlich bis graugrün, feinsandig, feinglimmerig, mit teils gut erhaltenen Blattresten
- 0,30 m Mergellage, hell beige, Braunkohleschmitzen, Pflanzenreste, Gastropoden
- 3,80 m Wechsel von grünen Tonen und bräunlichen Sanden, Pflanzenreste
- 0,60 m Mergel, hell, weich mit braun-beigen Kieselknollen und -lagen (bis 10 cm dick)
- 0,93 m Kalk, braungrau, tonig, fest, vereinzelt Pflanzenreste, reich an Gastropoden, löchrige Auswitterung der Gastropodengehäuse
- 0,28 m Kalk, beige, stärker tonig, fest, vereinzelt Fossilien
- 0,10 m Ton, grünlich, kalkig, blätterig, Characeen
- 0,69 m Kalk, beige, tonig, fest, Pflanzenreste, Ostrakoden
- 0,30 m Mergel, graugrünlich, tonig, im höheren Teil Braunkohleschmitzen, darunter Wurzelboden, Schilfreste
- 0,10 m Mergel, weißgrau, leicht, weich, Characeen, Ostrakoden
- 0,11 m Ton, grünlich, mit Braunkohleschmitzen
- 1,05 m Mergel, hellbräunlich, mürbe, lagenweise Gastropodenschill, Pflanzen (Schilf)-Reste; an der Basis schwarze Hornsteine (bis 20 cm knollige Lagen), mit eingekieselten Fossilien (Abb. 47)
- 0,20 m Ton, olivgrün, kalkig
- 0,50 m Mergel, braun, Schill
- 0,45 m Ton, grüngrau, kalkig, Ostrakoden
- 0,12 m Mergel, hell beige, Ostrakoden, Fischreste

- 0,35 m Braunkohle, schwarzbraun, schluffig, mergelig, mit Mergelzwischenlagen, schillführend
- 0,15 m Mergel, braun, schluffig, stinkig
- 0,60 m Braunkohle, schwarzbraun, schluffig, mergelig, schillführend, mürbe
- 3,35 m Feinsand, graugrün bis rostbraun, tonig, leicht kalkig, geschichtet, schwach verfestigt, reich an Blattabdrücken
- 0,10 m Mergel, hell beige, Ostrakoden
- 0,15 m Braunkohle, schwarzbraun
- 0,10 m Ton, blaugrau, schluffig, kalkig, derb, Muschelreste, Schilfreste (Wurzelboden ?)
- 1,30 m Kalk, braungrau, tonig, fest, reich an Ostrakoden, mit Schillagen
- 0,15 m Braunkohle, braunschwarz, mergelig, Gastropoden
- 0,75 m Mergel, graubraun, stinkig, Gastropoden
- 0,20 m Braunkohle, Schwarzbraun, Gastropoden
- 1,20 m Mergel, hell beige, stinkig, Pflanzenreste, Ostrakoden, Gastropoden
- unten

Profil Ne - 02 - Nenita-Schichten (Anl. 5)

Straßenanschnitt etwa 2,5 km von Kataraktis in Richtung Pagis (Südost-Chios)

oben

- 2,90 m Kalk, hell beige, tonig, vereinzelt graubraune Hornsteine (meist in Lagen), teils auch größere Partien verkieselt, dickbankig, Festigkeit wechselnd, undeutliche Pflanzenreste, stellenweise schillreich, häufig kleine Gastropoden, löchrige Auswitterung der Gastropodengehäuse, grauschwarzer Belag auf Kluftflächen
- 0,15 m Ton, grün oder bräunlich, stark kalkig

- 0,35 m Tufflage, gelbbraun oder hellgrünlichgrau, große Biotite, Feldspäte
- 0,80 m Mergel, hellgrau, knollig, meist mürbe, teils leicht verkieselt
- 1,50 m Kalk, hell beige, stark tonig, dünnbankig, kreidig abfärbend, gut verfestigt, vereinzelt Gastropoden, Pflanzenreste, Fischreste
- 1,00 m Kalk, hellgrau, tonig, dünnplattig, Gastropoden, Fischreste
- 3,40 m Ton, braungrau oder grüngrau, stark kalkig, feinsandig, meist feinschichtig, schwach verfestigt, bröckelig abwitternd, lagenweise Pflanzenreste, Fischreste
- 0,70 m Kalkbank, beige, fest
- 3,70 m Wechsellagerung von graugrünen Tonen und hell beigen Mergelbänkchen, Fischreste, undeutliche Pflanzenreste, vereinzelt Gastropoden
- 1,60 m Kalk, gelbbraun, tonig, dünnplattig, mit dünnen Braunkohlelagen, Schill, Pflanzenreste, gelblich abwitternd
- 3,40 m Wechsellagerung von graugrünen oder braungrauen, dünnblättrigen Tonen mit beigefarbenen dünnen Mergelbänkchen, Fischreste, Pflanzenreste
- 1,40 m Kalk, hell beige, stark tonig, vereinzelt Hornsteine, Gastropoden, Fischreste
- 0,90 m Kalkbank, beige, tonig, fest, schillreich, partienweise verkieselt, Fischreste, Gastropoden, löchrige Auswitterung der Gastropodengehäuse
- 1,25 m Kalk, hell beige oder hellgrau, stark tonig, dünnbankig
- 0,15 m Kieselige Lage, graubraun, feinschichtig
- 0,50 m Kalkbank, beige, tonig, kieselig, kleine Gastropoden, löchrige Auswitterung von Gastropodengehäusen
- 2,00 m Ton, olivgrün oder braungrau, teils stärker kalkig, bröckelig abwitternd
- 1,10 m Kalk, hell beige, tonig, bankig, Pflanzenreste, Gastropoden, Fischreste, rostbraun anwitternd

- 2,05 m Feinsand, gelbbraun, besonders im tieferen Teil stärker tonig, glimmerführend, unverfestigt, Blattreste
- 1,50 m Wechsellagerung von stark feinsandigen, grünlichen Tonen mit beigefarbenen Mergelbänkchen, Gastropoden
- 3,10 m Feinsand, bräunlich, schwach tonig, glimmerführend, nach unten zu stärker tonig, unverfestigt, vereinzelt Blattreste
- 1,40 m Ton, weißblau oder grüngrau, meist stark kalkig
- 5,80 m Mergel, hellgrau, dünnbankig oder massig, Fischreste
- 0,70 m Ton, grüngrau, kalkig, feinblättrig
- 0,45 m Kalkbank, beige, leicht kieselig, feinsandig, tonig Charophyten
- 2,40 m Mergel, weißgrau, schwach verfestigt, feinsandig, feinkreidig, dünnbankige Lagen wechseln mit massigen Partien
- 3,00 m Kalk, weißgrau, bankig, leicht, mit braungrauen verkieselten Partien und braunschwarzen Hornsteinlagen, Gastropoden
- unten

Profil Vr 1 - Straßeneinschnitt (Straße Chios-Volissos)  
bei der Kirche A. Georgious im Gebiet von  
Vrontados (Anl. 5) Ost-Chios

oben

- 0,50 m Mergel, ockergelb, feinsandig, mürbe, leicht, vereinzelt Gastropoden
- 0,30 m Tuffitlage, braungelb, Glimmer, Feldspäte, mergelig mürbe
- 1,40 m Sand, stark mergelig oder Mergel, stark sandig, vereinzelt bis zu 1 cm große Gesteinsfragmente (Tonschiefer, Lydite, Grauwacken) schwach verfestigt, Gastropodenreste

- 0,30 m Mergelbank, weißgrau oder hellgelb, schwach feinsandig, porös, wechselnd gut verfestigt, bankig
- 0,60 m Mergel, hellgelb, stark sandig, mürbe
- 0,70 m Mergelkalke, weißgrau, mit 2 dünnen tuffitischen Lagen (um 1 cm), fest, dünnbankig (um 5 cm)
- 0,30 m Mergel, hellgrau, sandig, dünnblättrig, mürbe
- 1,05 m Mergel, gelbgrau, feinsandig, porös, leicht, unterschiedlich verfestigt
- 0,20 m Mergel, hellgrau, vorwiegend dünnblättrig, mürbe
- 0,85 m Sande, stark mergelig, ockergelb, mürbe
- 0,25 m Mergel, hellgrau, feinsandig, mit Kieselknollen
- 0,45 m Mergelkalke, hellgrau, feinsandig, vereinzelt mit Gesteinstrümmern (Tonschiefer, Grauwacken) bankig, Gastropoden
- 0,20 m Geröllhorizont, vorwiegend Grauwacken um 1 cm Ø, Matrix: rötlichbraune oder graugrüne mergelige Feinsande
- 0,70 m Mergel, hellgrau, feinsandig, mürbe, kleine Gastropoden
- 0,50 m Mergelkalke, gräulich bis hellgrau, feinsandig, porös, fest, bankig, vereinzelt Gastropodenreste
- 0,80 m Mergel, gelbbraun, stark sandig, mürbe
- 1,50 m Grauwackenschutt, teils rot verfärbt, grob, bis mehrere dm Ø, eckig, teils auch leicht gerundet, Matrix: rötliche Schluffe und graugrüne Sande
- unten

Profil Nv 1 - Küstenanschnitt in der Bucht von Vroulidia  
(Nordost-Chios)

oben

- größer Kalke, hellbeige, vereinzelt Hornsteine, fest,  
2,00 m partienweise kleine Onkoide (um 3 mm Ø)

- 3,00 m Kalke, hellbraun, stark tonig, porös und leicht, mit länglich zylindrischen Hohlraumausfüllungen, ähnlich wie die Insektenbauten in den Keramaria-Schichten (Abb. 44), jedoch kleiner
- 1,80 m Kalke, braun, stark tonig, schluffig, mit Pflanzenresten
- 2,20 m Kalke, graubraun, fest, dickbankig
- 2,10 m Kalke, ockergelb, tonig, teils mürbe abbröckelnd
- 0,80 m Schluffe, graugrün, sandig, kalkig
- 1,80 m Kalke, ockerbraun, tonig, schluffig, fest; zwischengeschaltet Tonlagen, grüngrau, stark kalkig
- 0,20 m Schluffe, grau, tonig, weich
- 0,50 m Mergel, braun, feinsandig und schluffig
- 0,40 m Grobsande, grün, teils feinkiesführend, mergelig
- 1,00 m Kalke, ockerbraun, tonig, feinsandig, fest
- ca. 25 m Aufschlußblücke (= verstürzte Partien in der Böschung) vorherrschend sind mergelige Sande: grüne und braune Farben, kiesführend; daneben auch Kieslagen und Konglomeratpartien
- 1,70 m Feinsande, grüngrau und braunrot, kiesführend, schwach verfestigt
- 1,40 m Kieslage, Bindemittel: hellgrau, sandig, mergelig; Komponenten: vorherrschend graue Kalke und Dolomite, daneben Grauwacken und Lydite
- 1,50 m Schluffe, olivgrün, ockerbraun, kalkig und sandig
- 0,70 m Mergel, hellgrüngelb, sandig, schluffig, sehr reich an Gastropoden, vereinzelt Ostrakoden und Fischreste (Probe Nv 1/5)
- 0,40 m Mergel, hellgrün, sandig, kiesführend, vereinzelt mit Gastropoden
- 0,70 m Mergel, ockergelb, sandig und stark kiesführend, schwach verfestigt
- ca. 5 m Aufschlußblücke (vorwiegend Sande)

- 3,50 m Konglomerate, Bindemittel: ockerbraune, feinsandige Mergel; Komponenten: mesozoische Kalke und Dolomite, paläozoische Grauwacken und Lydite; Korngrößen um 5 cm Ø
- 1,70 m Mergel, hellgelb und bräunlich, fein- bis mittel-sandig, feingeschichtet
- 3,00 m Konglomerate, Bindemittel: graugrüne Sande und rötliche Schluffe; Komponenten: mesozoische Kalke und Dolomite, paläozoische Grauwacken und Lydite; Korngrößen von etwa 1 cm bis mehrere dm Ø
- unten Kalke des Mesozoikum

Profil Ce - 1 - Cesme-Halbinsel (Türkei), Westsporn ca 800 m  
südöstlich von Kap Bati (Abb. 12)

- oben
- 4,00 m Kalk, weißgrau, fest, bankig mit Hornsteinen, wulstig verwitternd, Ostrakoden
  - 2,50 m Kalk und Mergel im Wechsel, weißgrau und hell beige, weichere und festere Lagen
  - 2,30 m Mergel, hell beige, stark schluffig und feinsandig, vereinzelt kleine Gerölle, porös, mürbe, knollig verfestigt, Wühlgefüge, Gastropoden
  - 1,80 m Mergel grau-beige, feinsandig, schluffig (ähnlich dem Mergel direkt im Hangenden), mit 2 Feinsand-linsen:
    - obere Sandlinse, hellgraugrün, mergelig, Feinkiesgerölle, glimmerführend, Mächtigkeit von 0 bis 20 cm beobachtet, Fossilien: Gastropoden, Vertebraten
    - untere Sandlinse, hellgrüngrau, mergelig, feinkiesführend, glimmerführend, Mächtigkeit von 0 bis 30 cm, Linse keilt nach Südwesten aus und taucht im Nordosten ins Meer ab, aufgeschlossen ca. 15 m, Fossilien: Gastropoden, Bivalven, Vertebraten
  - größer 1,00 m Tone und Schluffe, olivgrün, leicht kalkig
  - unten

Profil Ce - 2 - Cesme-Halbinsel (Türkei), Westsporn bei  
Kap Ak (Abb. 12)

Äquivalente der Nenita-Schichten:

- |        |                                                                                       |
|--------|---------------------------------------------------------------------------------------|
| 2,40 m | Kalk, weißgrau, dickbankig, fest, mit Hornsteinen                                     |
| 1,20 m | Ton, grün, feinsandig, kalkig                                                         |
| 2,60 m | Kalk, hellgelblich, dickbankig, mit Hornsteinen                                       |
| 2,30 m | Kalk, hell beige, tonig, bankig mit dünnen (wenige cm) Tonzwischenlagen, Fischreste   |
| 0,60 m | Ton, grün, schwach kalkig, mit dünner (4 cm) Braunkohlelage                           |
| 2,00 m | Mergel, hellgrau und gelblich, schluffig, weich vereinzelt Gastropoden und Ostrakoden |
| 3,60 m | Kalk, hellweiß, fest, dickbankig, Ostrakoden                                          |
| 5,60 m | Mergel und Kalke, hell beige, Wechsel von weichen Mergellagen mit festen Kalkbänkchen |

Äquivalente der Keramaria-Schichten:

- |        |                                                                                                              |
|--------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------|
| 7,00 m | Mergel, hellgrau, knollig mit grünen Tönen und Schluffen in Zwickeln, bröckelig abwitternd (= Übergangszone) |
| 0,80 m | Mergelbank, ockerbraun, stark sandig                                                                         |
| 0,70 m | Ton, olivgrün, schluffig, schwach kalkig                                                                     |
| 5,70 m | Schluff, grüngrau, feinsandig, kalkig mit ockerfarbenen, kalkig verfestigten Zwischenlagen                   |
| 4,40 m | Ton, olivgrün, feinsandig, schwach kalkig                                                                    |
| 6,00 m | Schluff, grau-grün, tonig, feinsandig, partienweise stärker kalkig                                           |
| 6,50 m | Ton, olivgrün und ziegelrot, schluffig, schwach kalkig, Einschaltungen von Schlufflagen, Karbonatknuern      |
| 4,00 m | Feinsand und Schluff, grau-grün, schwach kalkig, partienweise mit Schrägschichtung                           |

- 3,50 m Sand, grüngrau, mittel- bis grobkörnig, mit Feinkies- und Schlufflagen, kalkig, Schrägschichtung
- 1,10 m Ton, olivgrün und ziegelrot, leicht kalkig, mit blaßgrünen und rosa Karbonatknuern, Pflanzenhäckseln
- 2,20 m Feinsand, blaßgrün, kalkig
- 1,30 m Ton, grün, stark kalkig, mit Karbonatknuern
- 3,50 m Schluff, grau, mergelig, glimmerführend
- 4,80 m Ton, grüngrau oder rötlich, lagenweise stark schluffig und feinsandig, meist kalkig, mit knolligen, lagig angeordneten Karbonatknuern
- unten

## B) Zur Sedimentologie

Im Zusammenhang mit Art, Gefüge und sekundären Veränderungen der Sedimente ergaben sich zahlreiche Fragen, deren Klärung nur mit spezielleren, meist labortechnischen Untersuchungsmethoden möglich ist. Einige solcher Methoden wurden zur Anwendung gebracht. Die daraus erzielten Ergebnisse sollen hier diskutiert werden.

Für einen Vergleich von Sanden der verschiedenen Schichten schienen Korngrößen-Analysen erfolgversprechend. Alle Angaben werden in Phi-Einheiten ( $\Phi$ ) gegeben (WENTWORTH 1922; siehe Tab. 6). Die Abb. 17 zeigt in den Diagrammen DS 1 bis 4, die aus den Siebanalysen (durchgeführt mit einer Pulverisette, Naßsiegung: Stärke 5, Dauer ca. 20 Minuten) für die verschiedenen Schichten gewonnenen Summenkurven (Ordinate

| Bezeichnung         |            | mm            | Phi ( $\Phi$ ) -Grad |
|---------------------|------------|---------------|----------------------|
| boulder             | Block      | $> 256$       | $\geq -8$            |
| cobble              | Stein      | 256 - 64      | -6 bis -7            |
| gravel<br>(pebble)  | Grobkies   | 64 - 4,0      | -2 bis -5            |
| gravel<br>(granule) | Feinkies   | 4,0 - 2,0     | -1                   |
| very coarse<br>sand | Grobsand   | 2,0 - 1,0     | 0                    |
| coarse sand         |            | 1,0 - 0,5     | 1                    |
| medium sand         | Mittelsand | 0,5 - 0,25    | 2                    |
| fine sand           | Feinsand   | 0,25 - 0,125  | 3                    |
| very fine<br>sand   | Feinstsand | 0,125 - 0,063 | 4                    |
| silt                | Schluff    | 0,063 - 0,004 | 5 bis 8              |
| clay                | Ton        | $< 0,004$     | $\leq 9$             |

Tab. 6 Korngrößenklassen nach WENTWORTH (1922).

= prozentuale Häufigkeit auf Wahrscheinlichkeits-Skala; Abszisse = Phi-Grad-Einteilung). Ein Vergleich der Diagramme zeigt verhältnismäßig deutliche Unterschiede, sofern man das gesamte Spektrum betrachtet. Mit Einzelkurven (SINDOWSKY 1957) läßt sich bei den vielfach stark wechselnden Sedimentations-Bedingungen keine Kennzeichnung einer der Schichten erreichen.

Die beiden ausgezogenen Kurven in DS 1 sollen als Vergleich dienen. Sie zeigen rezente Strandsande aus der Bucht von Karfas. Im Diagramm DS 2 (Zyfia-Schichten) erkennt man deutlich eine breite Streuung. Die Kurven der Keramaria-Schichten (DS 3) liegen dagegen schon sehr viel enger zusammen. Aus den Feinsanden der Nenita-Schichten wurden nur wenige Proben analysiert, so daß DS 4 nicht unbedingt als repräsentativ gelten kann. DS 4 zeigt jedoch ähnliche Kurven wie DS 1. Einzelne Kurven lassen sich insbesondere auch gut mit den rezenten Strandsanden vergleichen.

Aus den Summenkurven (Abb. 17) wurden für die einzelnen Proben jeweils die Phi-Werte bei 5, 16, 50, 84 und 95 Prozent ermittelt. Nach den von FOLK & WARD (1957) abgeleiteten Formeln (Tab. 7) lassen sich daraus die folgenden Korngrößen-Parameter errechnen:

1. Mean size =  $M_z$  (ein Maß für die mittlere Korngröße)
2. Standard deviation =  $\sigma_i$  (dient als Maß für die Verteilungsbreite oder Sortierung)

Der Grad der Sortierung wird von FOLK & WARD (1957) nach folgenden  $\sigma_i$ -Intervallen definiert:

bis 0,35 = sehr gut  
0,35 - 0,50 = gut  
0,50 - 1,00 = mittelmäßig  
1,00 - 2,00 = schlecht  
größer 2,00 = sehr schlecht

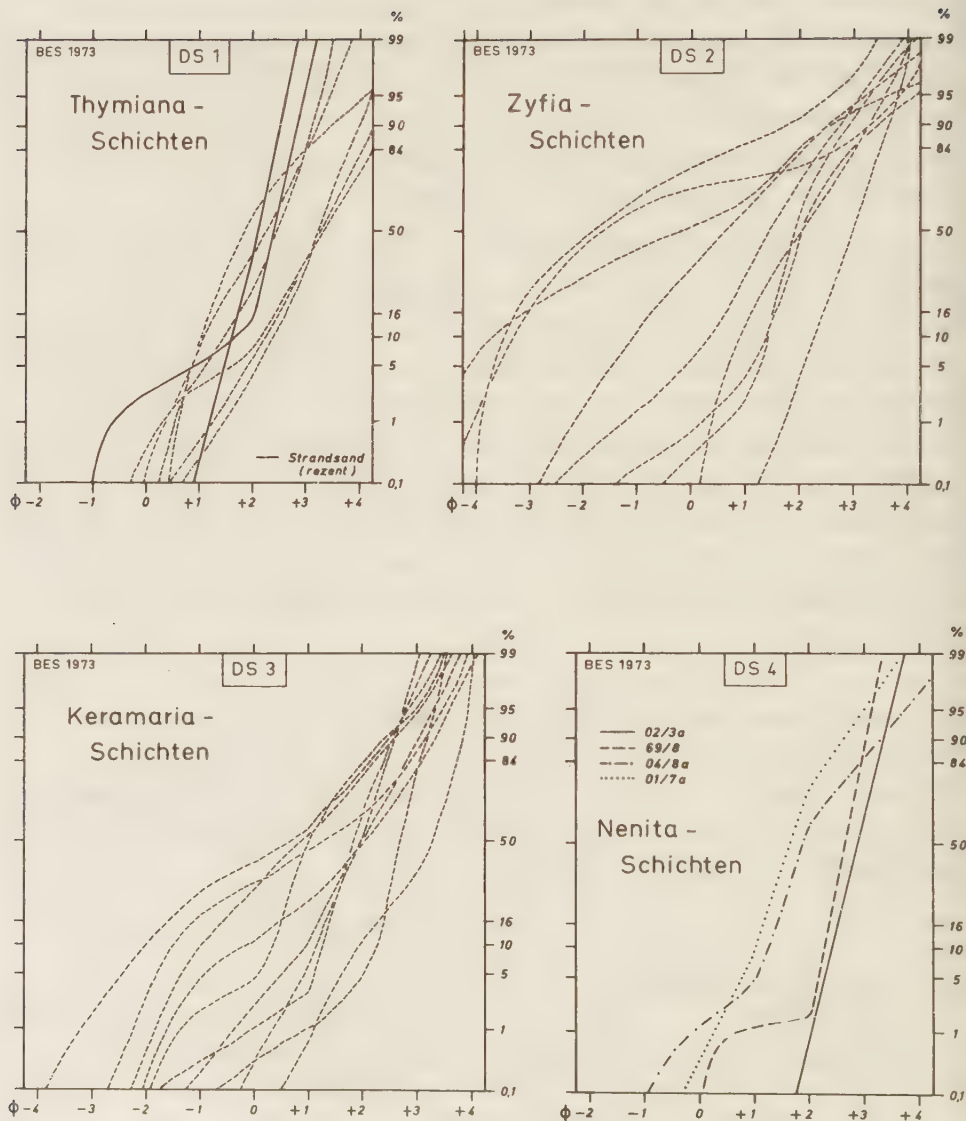


Abb. 17 Summenkurven von Korngrößenanalysen einiger Sandproben aus den neogenen Schichten von Südost-Chios.

Mean Size  $M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$

Standard Deviation (Sorting)  $\sigma_i = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6}$

Skewness  $Sk_i = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95}}{2(\phi_{95} - \phi_5)} - 2\phi_{50}$

| Probe               | Mz    | $\sigma_i$ | Sk <sub>i</sub> | Probe               | Mz    | $\sigma_i$ | Sk <sub>i</sub> |
|---------------------|-------|------------|-----------------|---------------------|-------|------------|-----------------|
| Thymiana-Schichten  |       |            |                 | Keramaria-Schichten |       |            |                 |
| B1                  | +2,20 | 0,79       | 0,00            | B1/B2               | +1,52 | 1,47       | -0,16           |
| B2                  | +2,13 | 0,81       | +0,13           | B4                  | +0,48 | 1,68       | -0,20           |
| B3                  | +2,83 | 0,86       | +0,27           | Z3                  | +3,10 | 0,71       | -0,36           |
| Bc1                 | +3,23 | 0,78       | -0,04           | Z6                  | +1,90 | 1,32       | -0,30           |
| Bc2                 | +3,23 | 0,70       | -0,14           | Z7                  | +1,02 | 1,74       | -0,20           |
| B6/165              | +3,37 | 0,91       | -0,04           | Z8                  | +0,88 | 1,34       | -0,01           |
| B10                 | +2,40 | 0,66       | -0,15           | Z9                  | +1,23 | 0,90       | +0,38           |
| Zyfia-Schichten     |       |            |                 | Z10                 | +2,63 | 0,38       | -0,05           |
| B67/17              | +0,75 | 1,38       | +0,12           | Z11                 | +1,92 | 0,55       | -0,10           |
| B59                 | +2,97 | 0,53       | +0,04           | Z14                 | +2,02 | 0,75       | +0,01           |
| B61                 | +2,03 | 0,63       | +0,32           | Z20                 | +1,97 | 0,78       | -0,08           |
| B66/124             | -0,92 | 2,53       | +0,74           | Nenita-Schichten    |       |            |                 |
| B66/130             | -0,38 | 2,43       | -0,07           | 01/7a               | +1,73 | 0,65       | +0,05           |
| B66/173             | +1,50 | 0,97       | +0,08           | 02/3a               | +2,88 | 0,37       | +0,40           |
| B67/T15             | +2,08 | 0,85       | +0,08           | 04/8a               | +2,07 | 0,82       | +0,33           |
| B69/53              | +2,17 | 0,78       | +0,25           | 69/8                | +2,62 | 0,28       | +0,07           |
| B69/60              | -1,43 | 1,96       | +0,34           | Junge Schotter      |       |            |                 |
| B69/61              | -1,40 | 2,03       | +0,29           | 69/27               | -2,35 | 2,33       | +0,54           |
| rezente Strandsande |       |            |                 | Sch5                | -1,45 | 2,19       | +0,36           |
| B71                 | +2,12 | 0,39       | -0,04           | Sch7                | -1,95 | 2,92       | +0,49           |
| B72                 | +2,40 | 0,49       | -0,01           | Sch9                | -2,20 | 2,30       | +0,60           |
|                     |       |            |                 | Sch11               | -1,78 | 2,12       | +0,51           |

Tab. 7  
Berechnung von Korngrößen-Parametern nach FOLK & WARD (1957).

3. Skewness = Ski (ein Maß für die Symmetrie der Verteilungs-Kurve).

Bei völlig symmetrischer "Normal-Verteilung" wird  $Ski = 0$ . Positive Werte (von 0 bis +1,0) erhält man für Ski, wenn entgegen der Normal-Verteilung die größeren Korngrößen überrepräsentiert sind. Negative Werte (von 0 bis -1,0) erhält man entsprechend bei Vorherrschen der feineren Korngrößen.

Die Symmetrie der Verteilungs-Kurven läßt nach den Untersuchungen von MASON & FOLK (1958) und DUANE (1964) Rückschlüsse auf das "environment" zu. Strandsande haben dabei nach MASON & FOLK (1958) vorwiegend  $\pm$ symmetrische Verteilungs-Kurven ( $Ski = -0,10$  bis  $+0,10$ ), während Dünensande eine stärkere Kurven-Schiefte ( $Ski =$  meist positiv und größer  $+0,10$ ) aufweisen. Nach den Untersuchungen von DUANE (1964) ergeben Strand-, Litoral- und Gezeiten-Sedimente negative, Lagunen-Sedimente vorwiegend positive Ski-Werte.

Aus den in Tab. 7 zusammengestellten Werten ergibt sich für den Grad der Sortierung wiederum das bereits bei der Betrachtung der Summenkurven festgestellte Bild. Die Sortierung ist meist mittelmäßig. Die Streuung in den verschiedenen Schichten ist unterschiedlich groß. Sehr schlecht sortiert sind die groben Schotter. Die Ski-Werte sind ebenfalls sehr unterschiedlich. Eindeutige Flußsedimente liefern offensichtlich meist positive Werte.

Die Abb. 18 zeigt ein Diagramm (Ordinate = Skewness Ski; Abszisse = Standard deviation  $\sigma$ ) das mit dem von FRIEDMAN (1967) gegebene Diagramm (Abb. 18) zur Unterscheidung von Strand- und Flußsanden verglichen werden soll. Man erkennt, daß im linken unteren Teil, dem ungefähren Bereich für Strandsande, auch tatsächlich einzelne Analysen aus den Thymiana-, Nenita- und Keramaria-Schichten zu liegen kommen. Für weitergehende Betrachtungen reicht die Zahl der

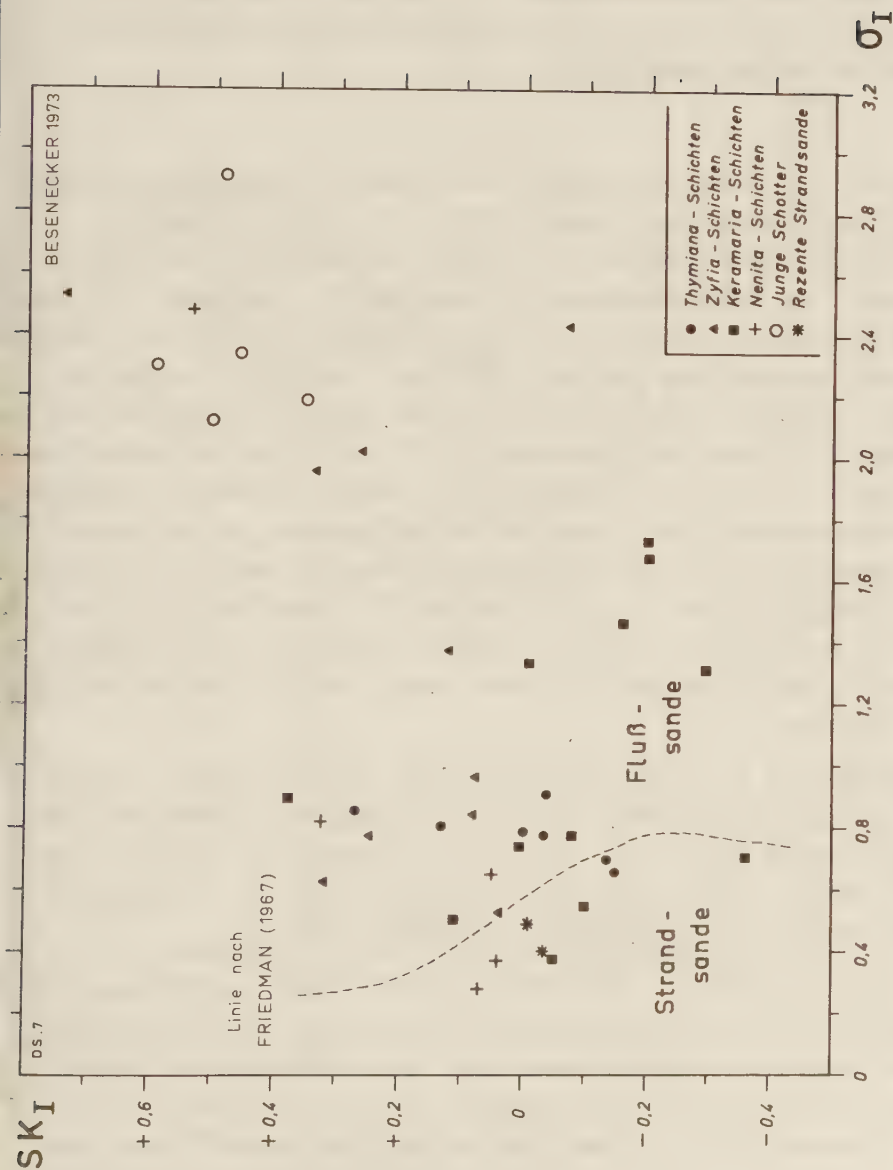


Abb. 18 Verteilung der Sande und Schotter im Diagramm: Skewness (SK<sub>I</sub>)/  
Sorting (σ<sub>I</sub>) und Zuordnung der Sande nach FRIEDMAN (1967).

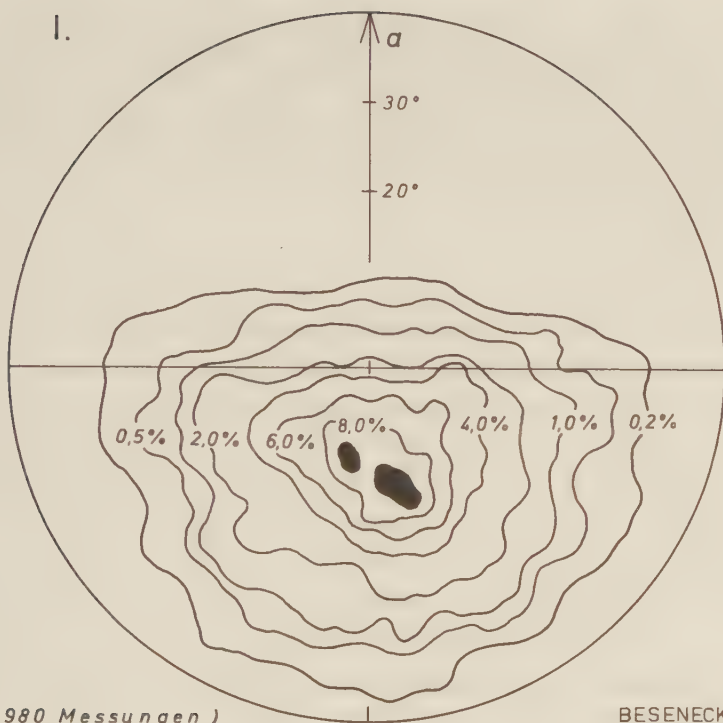
durchgeführten Analysen nicht aus. Die vorliegenden Ergebnisse zeigen jedoch, daß die in den Analysen erfaßten klastischen Partien vorwiegend fluviatiler Natur sind. Thymiana-, Nenita- und auch Keramaria-Schichten enthalten auch Strand-Ablagerungen.

In den Zyfia-Schichten tritt großflächige Schrägschichtung auf. Die Schrägschüttungs-Körper erreichen oft mehrere Meter Längserstreckung. Es wurden in einzelnen Bereichen jeweils ca. 100 Schrägschichtungs-Blätter gemessen und daraus mit Hilfe des Lagenkugel-Diagramms, nach der von WURSTER (1958) angewandten Methode die jeweilige Schüttungsrichtung bestimmt. Bei Verkippungen der Schichtpakete wurden in tonig-plattigen Zwischenlagen, die sich relativ häufig einschalten, das jeweilige Einfallen gemessen und die Schrägschichtungs-Flächen dann bei der Auswertung entsprechend zurückgekippt. An den Diagrammen (Anl. 6) zeigt sich, daß 100 Messungen für eine eindeutige und dabei bereits gemittelte Bestimmung der Schüttungsrichtung durchaus genügen können, daß sich aber mitunter doch unvollständige Diagramme ergeben.

Die Abb. 19 zeigt ein Diagramm, das aus der Summe von S1 - S9 konstruiert wurde, wobei die Transport-Richtungen einheitlich nach oben (a) zeigen. Man erhält ein breites annähernd bilateral symmetrisches Bild, wie es für fluviatile Sedimente typisch ist (WURSTER 1958).

Auffällig ist, daß relativ große Fallwinkel (bis knapp  $40^\circ$ ) auftreten. Das wird generell als Hinweis für hohe Schüttungs-Geschwindigkeit gewertet. Nach den Untersuchungen von PICARD (1953), durchgeführt an fein- und mittelkörnigen Sanden, besteht zwar bei großen Fallwinkeln eine gewisse Wahrscheinlichkeit für mittlere oder höhere Wassergeschwindigkeit, doch liefert der Fallwinkel kein eindeutiges Kriterium. Als besser geeignet wurde von ihm der mit

I.



( 980 Messungen )

BESENECKER  
1973

II.

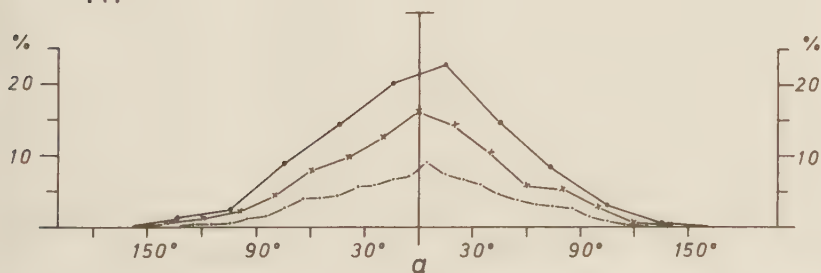


Abb. 19 I. Lagenkugeldiagramm (Summe aller Schrägschichtungsflächen;  $\alpha$  = Transportrichtung)

II. Verteilungskurve: Abszisse = Streichwerte des Lagenkugeldiagramms; Ordinate = prozentuale Häufigkeit der Streichwerte

Einzelkurven für Fallkreis-Umgänge:  $\varphi = 20^\circ$  (—•—),  $\varphi = 15^\circ$  (—x—),  $\varphi = 10^\circ$  (---•---).

steigender Geschwindigkeit wachsende Krümmungsradius am unteren Ende der Kreuzschichtungsfläche erkannt. Teilweise war es möglich, diesen Radius zu ermitteln. Rein qualitativ ergibt sich auch daraus der Hinweis auf relativ hohe Geschwindigkeiten.

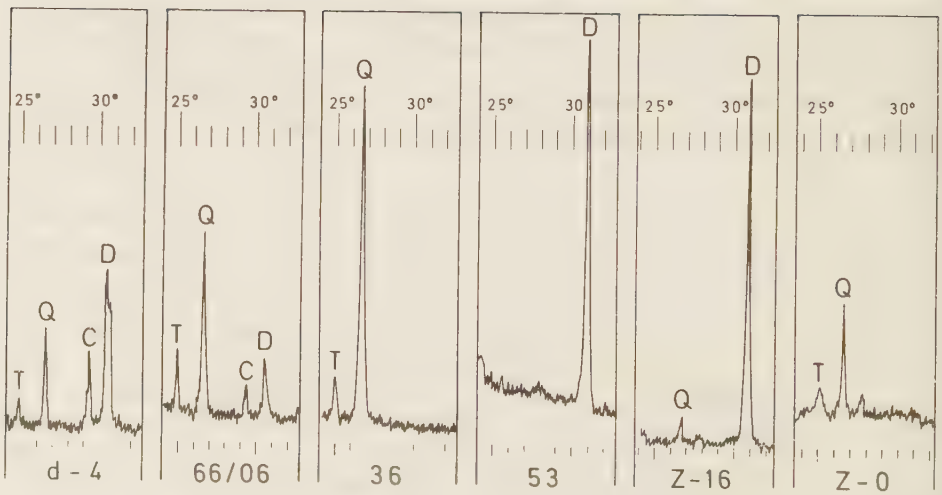


Abb. 20 Röntgenbeugungs-Diagramme (Cu  $K\alpha$ -Strahlung; 20 m A/40 KV; Bereich von  $24^\circ$  bis  $33^\circ$ ) einiger Mergel- und Tonproben; (T = Tonminerale, Q = Quarz, C = Kalzit, D = Dolomit).

Zur Untersuchung von karbonatischen und tonigen Gesteinen wurden eine Reihe von Röntgenbeugungs-Diagrammen (Cu K $\alpha$  - Strahlung; 20 mA/40 KV) von Pulverpräparaten hergestellt (Abb. 20). Die Proben d4 und 66/06 zeigen den rötlich bis ockerbraunen Dolomit-Mergel (d) aus den Thymiana-Schichten. Dolomit tritt teils stark hervor. Er ist in 2 Phasen vertreten. Daneben finden sich Kalzit, Quarz und Tonminerale. Probe 36 entstammt einer schluffigen Zwischenlage innerhalb dieser Dolomit-Mergelbänke. Hier tritt weder Dolomit noch Kalzit auf. Die Probe 53 zeigt den hellen knolligen Dolomit-Mergel aus den Zyfia-Schichten. Hier überwiegt ganz eindeutig der stöchiometrisch reine Dolomit. Schließlich bringen die Proben Z - 16 und Z - 0 Partien aus den roten tonigen Lagen der Keramaria-Schichten. Die Probe Z - 0 stammt aus roten, schwach schluffigen Tonen und enthält keinen erkennbaren Karbonat-Anteil. Demgegenüber besteht die in dieser Ton-Matrix liegende Knolle (Z - 16) vorwiegend aus Dolomit. - Weitere Untersuchungen zur Entstehung (geochemische Bedingungen) und zum Alter (früh- oder spätdiagenetisch) der Dolomit-Bildungen im limnischen Neogen von Chios, wurden bereits begonnen.

## C) Zur Tektonik

Bei den Untersuchungen im Neogen und Quartär von Chios konnten wiederholt Beobachtungen zur jungen Tektonik gemacht werden. Im Rahmen der Neukartierung von Südost-Chios (BESENECKER 1970) wurden tektonische Daten systematisch gesammelt und ausgewertet. Sie sollen hier angefügt werden, da sie einerseits eine Ergänzung zum Kapitel Paläogeographie darstellen, andererseits bei einer großräumigen Analyse der jüngsten Tektonik in der Ägäis von Nutzen sein dürften.

### 1. Der tektonische Bau des vorneogenen Gebirges

Die Vorstellungen über den tektonischen Bau des vorneogenen Gebirges wurden in BESENECKER et al. (1968) zusammengefaßt. Sie sollen hier ganz knapp referiert werden, um mögliche Beziehungen zwischen den jüngeren (neogenen und quartären) und älteren tektonischen Strukturen (Abb. 21) - z. B. Wiederaufleben und Durchpausen älterer tektonischer Richtungen - erkennen zu lassen.

NW- bis NNW-streichende Faltenachsen in den schwach metamorphen Gesteinen von Nordost-Chios und auf den Oinoussai-Inseln sind die ältesten nachgewiesenen tektonischen Elemente. Sie werden der variskischen Orogenese zugeschrieben. In den nicht metamorphen paläozoischen Gesteinen von Chios treten ebenfalls NW-streichende Strukturen auf. Sie sind jedoch aufgrund der alpidischen Überprägung nur selten erhalten. Diabasgänge, die diskordant in den Grauwacken von Nordwest-Chios stecken, streichen ebenfalls NW bis NNW (Abb. 21).

Die alpidischen Faltungen haben den heutigen Gebirgsbau der



Abb. 21 Tektonische Übersichtskarte von Chios  
(aus BESENECKER et al. 1968).

Insel weitgehend bestimmt. Es lassen sich drei Phasen kompressiver Deformation postulieren:

- a) eine ältere (vor dem Maastricht) Phase mit NNE- bis NE-streichenden Falten und Überschiebungen bis zu mehreren km vorwiegend nach ESE bzw. SE;
- b) der große Deckeneinschub von Norden verbunden mit der Ausbildung von E-W-Faltenachsen (im Paläogen);
- c) eine jüngere Überprägung mit erneuter Ausbildung von NNE-Achsen. In dieser Phase wurde auch das alttertiäre Konglomerat über der Bucht von Avlonia (ca. 2,5 km nordwestlich des Südkaps) mit NNE-Streichen verstellt.

## 2. Hinweise auf tektonische Bewegungen zur Zeit der neogenen Ablagerungen

Bei der Beschreibung der Nenita-Schichten von Südost-Chios wurde bereits auf Rutschungs-Erscheinungen hingewiesen als deren Ursache synsedimentäre tektonische Bewegungen angenommen werden. Vorwiegend handelt es sich dabei um geringmächtige Horizonte mit kleinen Rutschfalten. Aufgrund der lückenhaften und meist nur kleinen Aufschlüsse konnte bei größeren Falten und Brüchen meist nicht festgestellt werden, ob diese teilweise bereits synsedimentär angelegt wurden.

Einen geringmächtigen Horizont mit subaquatisch abgeglittenen Partien (Abb. 55) erschließt ein Küstenanschnitt in den Nenita-Schichten bei Voltes (etwa 2 km ost-südöstlich des Ortes Kallimasia). Die abgeglittene Lage ist 20 bis 30 cm dick und besteht aus grünen kalkigen Tonen und einem hellen ca. 5 cm dicken Mergelbänkchen. Sie liegt zwischen annähernd parallelen (klare Winkel-Differenzen wurden nicht festgestellt), ungestörten Kalkbänken, wobei die Kalke im Liegenden stärker geklüftet sind. An der basalen

Kalkbank sind die Mergel und Tone abgeschert, die Mergel-Lage ist dabei zerbrochen und in kleine sichelförmige Faltenstücke, die übereinander gerutscht sind, zerlegt worden. Die Achsen dieser Rutschfalten streichen zwischen  $90^{\circ}$  und  $130^{\circ}$ . Die Lage ist in südlicher Richtung abgeglitten.

Liegende Rutschfalten finden sich im Küstensteilhang etwa 1 km nordöstlich von Komi in einem etwa 1 m mächtigen Horizont, der aus einer Wechsellagerung dünner Braunkohlen- und Mergelschichten besteht. Die ursprüngliche Lage erreicht nur Ca. 40 cm Mächtigkeit; sie ist in SSE-Richtung abgeglitten.

In der Böschung der Straße Armolia-Pyrgi ca. 2 km vor Pyrgi treten in einem dünnplattigen Mergelkalk-Horizont der Nenita-Schichten liegende Falten auf (Abb. 22). Der Horizont ist bis 1,50 m aufgeschlossen, seine Basis ist nicht zu sehen. Im Hangenden wird er diskordant von Kalken und Mergeln überlagert. Das Diagramm D - 11 (Abb. 22) zeigt den großen Streubereich der Faltenachsen zwischen E und SE. Überwiegend wurden südvergente Falten beobachtet, deren Faltenachsen-Flächen teilweise auch in südliche Richtung einfallen. Genetische Beziehungen zwischen den Falten und der Verteilung der Kluftflächen im Aufschlußbereich sind - wie nicht anders zu erwarten - im Diagramm nicht zu erkennen. Die Rutschbewegungen waren nach S bzw. SSW gerichtet.

Im Gebiet östlich von Komi wurden verfüllte Spalten innerhalb der Nenita-Schichten beobachtet (Abb. 56). Das Mergel-Sediment ist im noch nicht völlig verfestigten Zustand in kleine Spalten eingeflossen. Die beobachteten Spalten streichen generell um NNE bis NE und setzen sich im Hangenden nicht fort. Die eingeglittenen Mergel werden von Kalken diskordant überlagert. An den Spalten wurde in einem Fall ein geringer Versatz (einige cm) beobachtet.

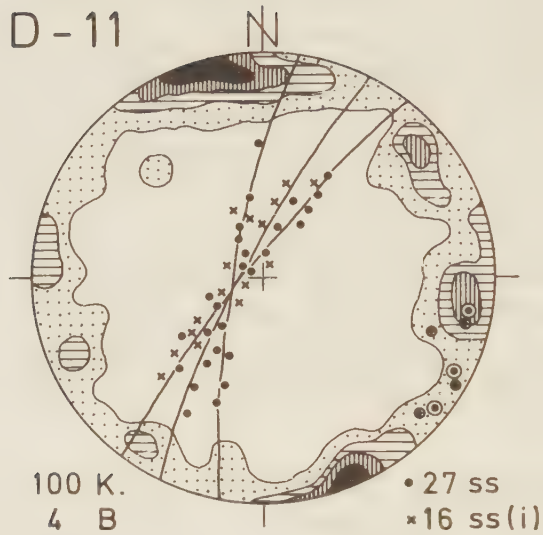


Abb. 22 Liegende synsedimentäre Rutschfalten in den Nenita-Schichten an der Straße Armolia-Pyrgi. (Legende siehe Abb. 26, S. 164)

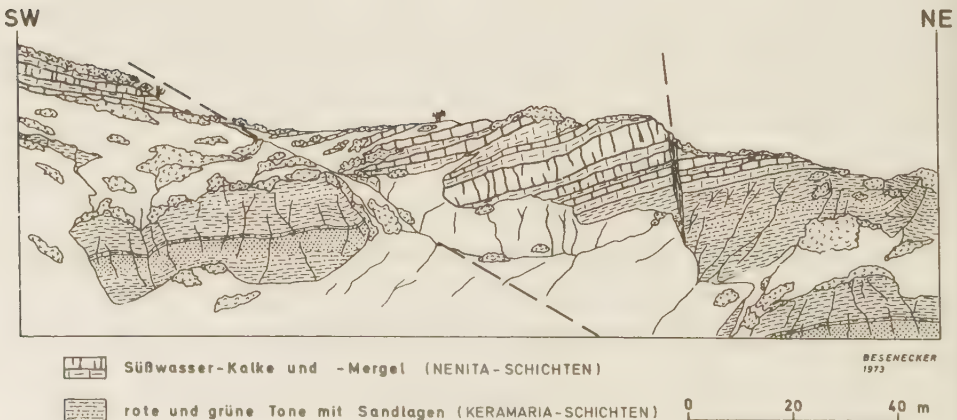


Abb. 23 Antithetische Abschiebungen südwestlich der großen Ziegelei an der Küste südlich von Thymiana.

Diese Beobachtungen lassen keine detaillierten Aussagen über Art und Umfang der tektonischen Bewegungen zur Zeit der Nenita-Schichten zu. Die Rutschfalten beweisen ein Gefälle nach S, das vielleicht sogar gleichsinnige tektonische Relativbewegungen abbilden mag. Dagegen machen die NNE- bis NE-streichenden Klüfte und Spalten eine Zerrung in NE-SW-Richtung wahrscheinlich.

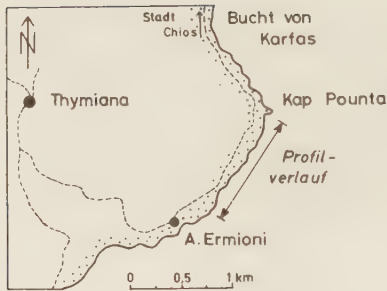
### 3. Postsedimentäre (quartäre) Tektonik

#### a) Bruchtektonik

Die junge Tektonik hat eine starke Zerstückelung besonders der neogenen Gesteine durch Klüftung (Abb. 57) und Verwerfungen bewirkt. Antithetische, teils auch synthetische, Abschiebungen treten neben Graben- und Horststrukturen auf. Häufig sind Schollentreppen zu beobachten, die im allgemeinen zur Küste hin absteigen.

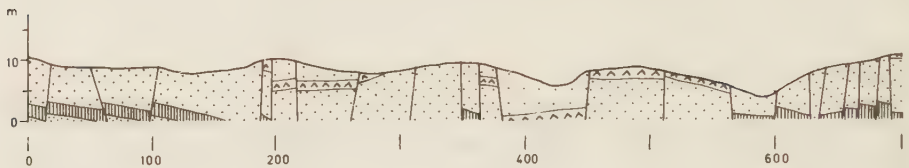
Die Abb. 23 zeigt in einer Geländeskizze aus dem Küstenabsturz nahe der großen Ziegelei südlich von Thymiana antithetische Abschiebungen aus dem Auflagerungsbereich der Nenita-Schichten. Im Gebiet westlich von Thymiana ist zwischen dem Kap Pounta und A. Ermioni ein durchgehendes Küstenprofil in den Thymiana-Schichten aufgeschlossen (siehe Abb. 24).

Man findet hier eine Vielzahl kleiner Brüche (Gräben, Horste, Abschiebungen und Aufschiebungen), die in den insgesamt annähernd waagrecht gelagerten Sedimenten meist nur geringen Versatz (wenige cm bis einige m) bewirken. Diese Störungen stehen überwiegend steil, etwas flacheres Einfallen ist besonders nach S bis SW zu beobachten. Ihre Streich-Maxima liegen etwa bei WNW, NW, NNW, um N und bei ENE. Das stimmt auch ganz gut mit den jungen Verwerfungslinien überein, die über das mesozoische Kalkgebirge zie-



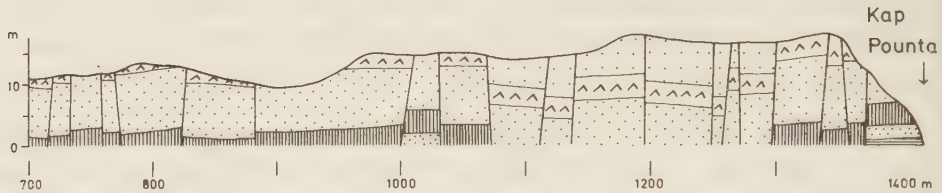
# Tektonisches Profil durch die Thymiana - Schichten ( Küstenanschnitt )

A. Ermioni

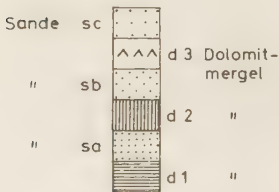


SW

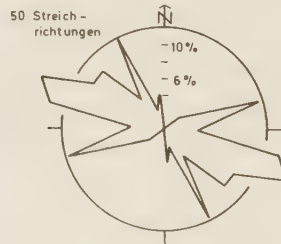
NE



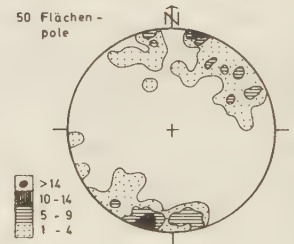
Schichtenabfolge  
(siehe Tab. 3)



Streichen der  
Verwerfungen



Lage der Verwerfungsflächen  
im Schmidtschen Netz



BESENECKER 1973

Abb. 24 Tektonisches Profil durch die Thymiana-Schichten  
längs des Küstenanrisses zwischen Kap Pounta und  
A. Ermioni.

hen (Abb. 21). Allerdings ist daraus allein noch nicht abzuleiten, daß diese Brüche alle jünger als die Thymiana-Schichten (= Obermiozän) sind. Es ist sehr gut möglich, daß hier (Abb. 24) reaktivierte ältere Strukturen beteiligt sind.

Um einen flächenhaften Überblick des jungen Bruchmusters zu erlangen, wurden Luftbilder unter dem Spiegelstereoskop und dem ZEISS-Stereotop ausgewertet. Die ausgewerteten Modelle wurden in Teilbereiche aufgegliedert und für jeden Bereich eine Richtungsrose erstellt, wobei - entsprechend den Diskussionen bei BANNERT (1969) und LIST (1969) - jeweils die prozentuale Gesamtlänge und nicht die Anzahl berücksichtigt wurde. Die detaillierte Auswertung (Stereotop) aus dem Gebiet der Nenita-Schichten in Südost-Chios (Anl. 7) läßt eine Vielzahl von Lineationen erkennen. Die Richtungsrosen repräsentieren Teilbereiche von  $\approx 4 \text{ km}^2$ .

Sie zeigen teils sehr deutliche Maxima um WNW, NW, NNW, N, NNE, NE und ENE. Bereits die grobe Aufzählung der Richtungen läßt erkennen, daß insgesamt eine starke Streuung vorliegt.

In dem gleichen Gebiet wurden auch Kluftmessungen durchgeführt und ebenfalls in Richtungsrosen (prozentuale Anzahl ungewichteter Werte) zusammengestellt (Anl. 8). Vergleicht man die Kluftrosen aus den entsprechenden Teilbereichen mit den Richtungsrosen, die aus der Luftbild-Interpretation gewonnen wurden, so stellt man weitgehende Übereinstimmung fest. Teilweise unterscheiden sich die einander entsprechenden Streichrosen nur in der Rangfolge der Maxima, was bei den verschiedenen Methoden und der verschiedenen Art der Daten (prozentuale Längen : prozentuale Anzahl) jedoch nicht weiter verwundern kann. Aus beiden Untersuchungen ergibt sich, daß grob gemittelt die Richtungen um NW und NE am stärksten vertreten und auch am wirksamsten sind.

Dies zeigen auch die Summen-Diagramme (Abb. 25, Diagramme c und d), die andererseits aber auch die breite Streuung verdeutlichen.

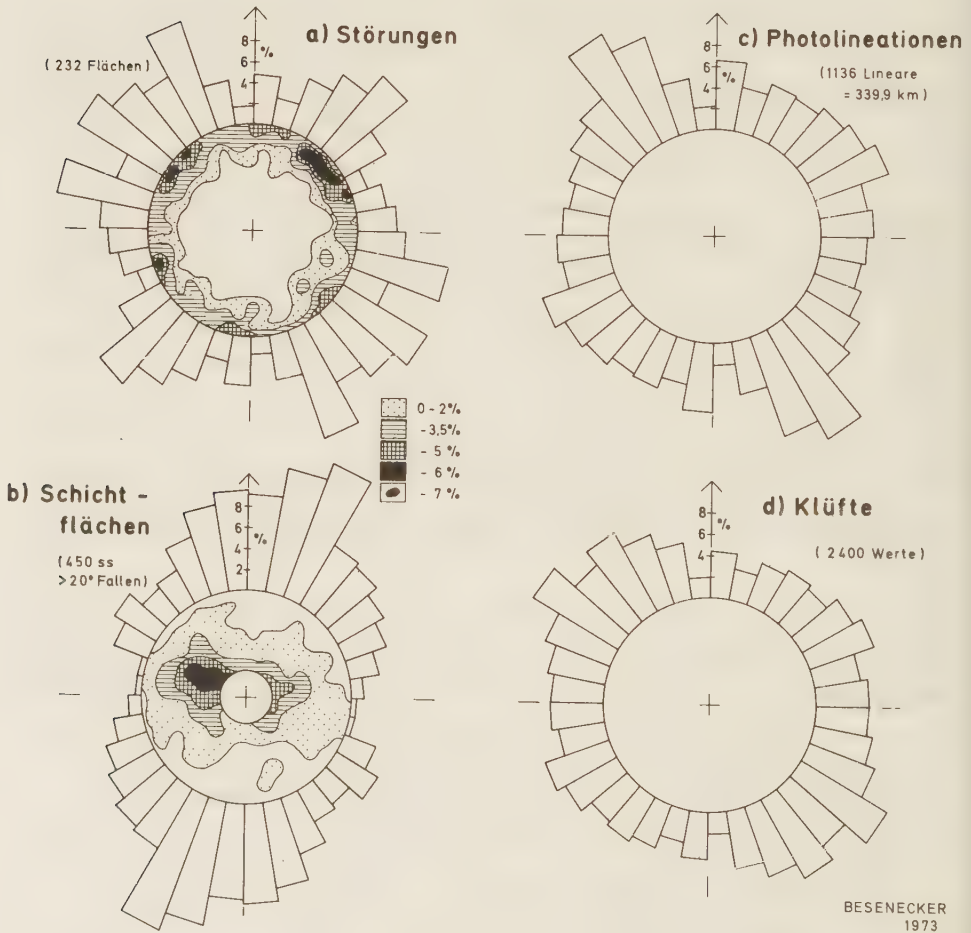


Abb. 25 Summen-Diagramme tektonischer Meßdaten (Südost-Chios).

In der tektonischen Übersichts-Skizze (Anl. 8) sind auch die im Gelände beobachteten und eingemessenen Störungen und Schichtflächen eingetragen. Die Traversen-Anordnung der Messungen ergab sich aufgrund der Aufschlüsse längs von Talrissen und Wegeinschnitten. - Es wurden alle erkennbaren Störungen eingemessen. Steiler einfallende Schichtflächen wurden bevorzugt gemessen und mehr oder minder waagrechte Schichten völlig vernachlässigt. Die eingetragenen Fallzeichen dürfen deshalb nicht als repräsentativ für die Lagerungs-Verhältnisse angesehen werden. Das Summen-Diagramm (Abb. 25, Diagramm a) zeigt, daß auch die Störungen bevorzugt um NE und - mit großer Streuung - um NW streichen. Auch hier sind jedoch alle Richtungen vertreten. Die gemessenen Schichtflächen (Abb. 25, Diagramm b) streichen überwiegend NNE, was dem steileren Einfallen am Grundgebirgsrand zum Beckeninneren hin entspricht. Ein schwaches Maximum liegt etwa bei NW, worin sich ebenfalls Schleppungen hier an den NW-streichenden Störungen widerspiegeln.

#### b) Faltenbilder

In den dünnbankigen und feinplattigen Kalken und Mergeln der Nenita-Schichten sind neben einer engen Klüftung (Abb. 57) auch Faltenbilder zu beobachten. Das bedeutet jedoch nicht, daß das Gebiet insgesamt schwach verfault wurde. Häufig treten nur fragmentarische, vergente Sättel und Mulden auf, die als Schleppfalten an Störungen zu erkennen sind. Solche Schleppungen sind gut zu beobachten:

in der Böschung der Straße Thymiana-Kallimasia, unterhalb des Klosters A. Minas (Streichen NNE, Absenkung im E)

an der Straße Chios-Armolia, südlich von Tholopotami (Streichen NE, Absenkung und Überkipfung nach SE, teils kleine Aufschiebungen von NW; am nahegelegenen Rand zum

Grundgebirge sind die neogenen Sedimente staffelartig eingebrochen)

an der Straße Katarraktis-Pagida, etwa 1,5 km vor Pagida (Streichen um NW, Absenkung im SW)

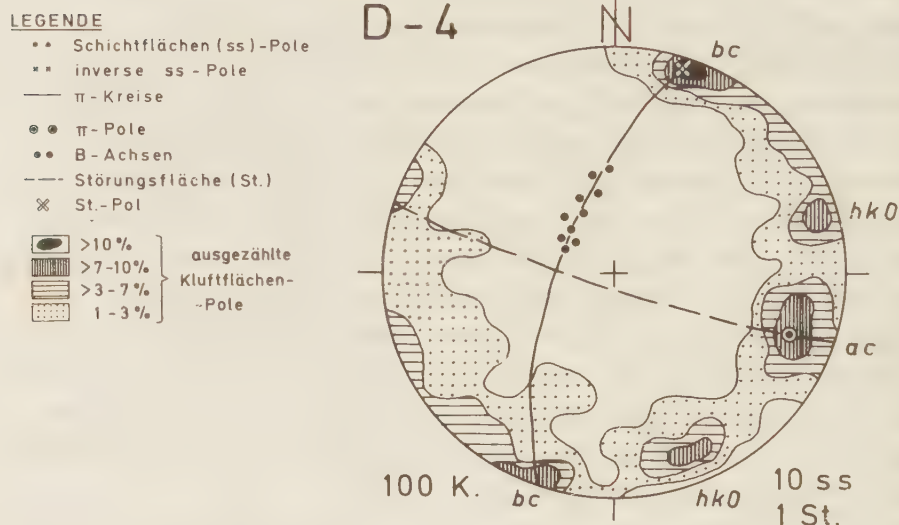


Abb. 26 Gefüge-Diagramm aus einer Schleppepfalte in den Nenita-Schichten.

an der Straße Pagida-Kini, etwa 1 km südlich Pagida (Streichen um WNW, Absenkung im SSW)

Das Gefüge-Diagramm D - 4 (Abb. 26) zeigt diese kleine SSW-vergente Mulde. Die auftretenden Kluftflächen lassen sich der Faltenstruktur als ac-, bc- und hk0-Flächen gut zuordnen, was auf einen einheitlichen Beanspruchungsplan hinweist.

an der Küste bei Kap Agridion, ca. 3,5 km südlich von Nenita (Streichen um NW, Absenkung im NE)

Die große Flexur (Abb. 58) läßt zunächst durchaus an Faltenbau denken. Vorhanden ist aber nur ein Teil einer

NE-vergenten Schleppmulde, deren Achse nach SE abtaucht. Im E gehen die Schichten aus der Verbiegung in flache Lagerung über. Im W ist das Gestein an einer Störung, die auch die Flexur durchschneidet, hochgesetzt.

Vermutlich ist die vorliegende Muldenstruktur (Abb. 58) auf eine tektonische Einengung zurückzuführen. Jedoch läßt sich allein aus der Tatsache, daß solche "Schleppfalten" auftreten, noch nicht entscheiden, ob das vorherrschende Moment der tektonischen Beanspruchung die laterale Einengung darstellte. Bekanntlich treten solche Schleppstrukturen auch in der Nähe der Randstörung von, durch Zerrungstektonik entstandenen, Grabenstrukturen auf.

an der Küste bei A. Joannis, ca. 2 km westlich von Kap A. Agridion treten am westlichen Talhang steilgestellte Schichten auf, die NNE streichen und im E abgesunken sind.

Die hier vorgestellten und weitere beobachteten Schleppungen zeigen Streichwerte, die mit den bereits festgestellten Hauptrichtungen (Anl. 7, Anl. 8 und Abb. 25) übereinstimmen. Die Absenkungen erfolgten in ihrer Mehrheit zum Beckeninneren hin.

Nach den großtektonischen Vorstellungen wird die im Ägäisraum zur Zeit des Neogens und Quartärs vorherrschende tektonische Beanspruchung von einer Weitung resp. Zerrung der Erdkruste bestimmt, in deren Gefolge starke Vertikalbewegungen mit Grabenstrukturen und bevorzugt synthetischen Abschiebungen auftreten. Dieses Konzept läßt sich anhand der im Neogen von Chios beobachteten Strukturen jedoch nicht erhärten.

Neben diesen Schleppungen sind in Südost-Chios lokal auch gut ausgebildete Faltenstrukturen zu beobachten. Sie wurden

näher untersucht, in der Hoffnung, dadurch Hinweise auf ihre Entstehung zu erhalten.

Im Küstenanschnitt bei Voltes etwa 2 km östlich von Kalimasia sind eine größere Muldenstruktur und ein kleiner Sattel zu beobachten (Abb. 59). Das Diagramm D - 2 zeigt, die aus dem Bereich des Sattels gewonnenen Gefügedaten. Sie lassen einen leicht SW-vergenten, flachen Sattel erkennen, dessen Achse mit geringem Winkel nach ESE abtaucht. Im Sattelkern sind Tonmergel intern verfaltet; ihre Achsen streuen weit um die Sattelachse. Dem Sattel können ac-, bc- und hk0-Flächen zugeordnet werden. Die Mulde (Abb. 28) ist in Diagramm D - 3 erfaßt. Ihre Achse taucht flach nach SE ab. Auch sie ist leicht SW-vergent und zeigt deutlich entwickelte ac-, bc- und hk0-Flächen.

Vergleicht man Sattel und Mulde, so fällt der Größenunterschied zwischen beiden Strukturen und die Differenz ( $20^{\circ}$ ) zwischen den Streichwerten der Faltenachsen auf. Die Größenabnahme und die Vergenz der Falten legen nahe, was sich auch im Gelände bestätigte, daß der Faltenwurf nach SW ausklingt. Die Mulde wird im NE von einer NW-streichenden Störung begrenzt, an der die Sedimente im SW abgesunken sind. Auch südwestlich der Falten wurden NW-streichende Störungen beobachtet.

Bei Lilikas, ca. 1,5 km östlich von Komi sind ebenfalls eine Sattel- und eine Muldenstruktur zu beobachten (Abb. 60). Die Mulde (Abb. 29, Diagramm D - 5) ist leicht SW-vergent. Ihre Achse streicht waagrecht SSE. Das Kluftflächen-Gefüge läßt sich der Mulde mit ac-, bc- und hk0-Flächen gut zuordnen. Das Diagramm D - 6 (Abb. 30) zeigt Gefügedaten aus dem kielförmigen, stark SW-vergenten Sattel. Die Sattelachse verläuft wieder waagrecht in SSE-Richtung. Die auftretenden Kluftflächen (hk1) lassen sich nicht näher zuordnen. Ihre Verteilung deutet darauf hin, daß ein älteres Gefüge überprägt wurde.

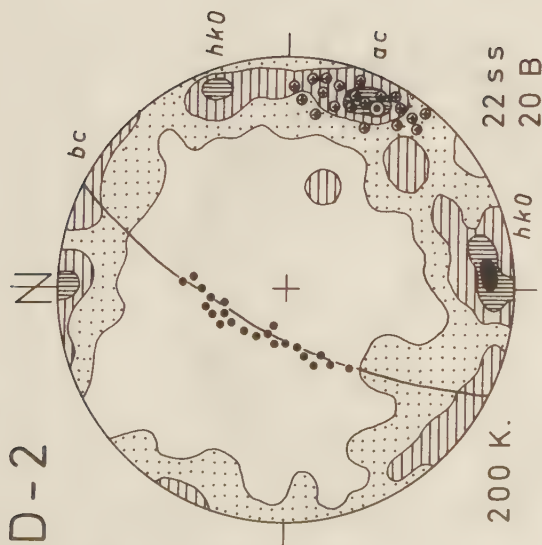


Abb. 27

Diagramm D-2: Sattel in den Nenita-Schichten bei Voltes östlich von Kallimasia. (siehe dazu Abb. 59 und Legende Abb. 26, S. 164)

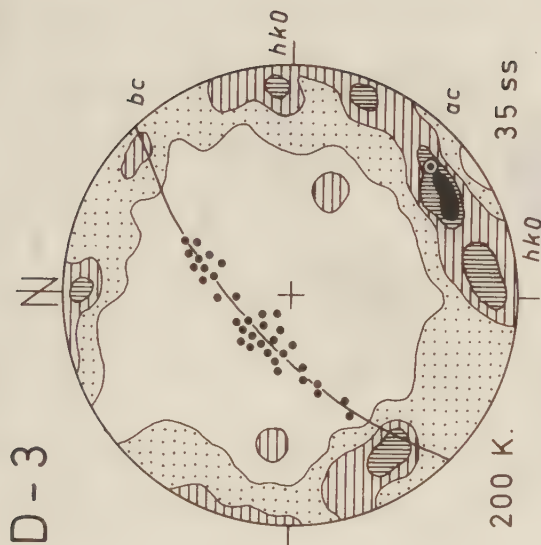


Abb. 28

Diagramm D-3: Mulde in den Nenita-Schichten bei Voltes östlich von Kallimasia. (siehe dazu Abb. 59 und Legende Abb. 26, S. 164)

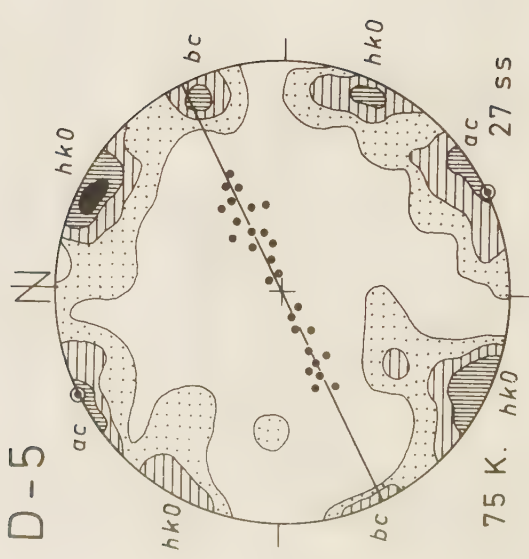


Abb. 29

Diagramm D-5: Mulde in den Nenita-Schichten östlich von Komi bei Lili-kas. (siehe dazu Abb. 60 und Legende Abb. 26, S. 164)

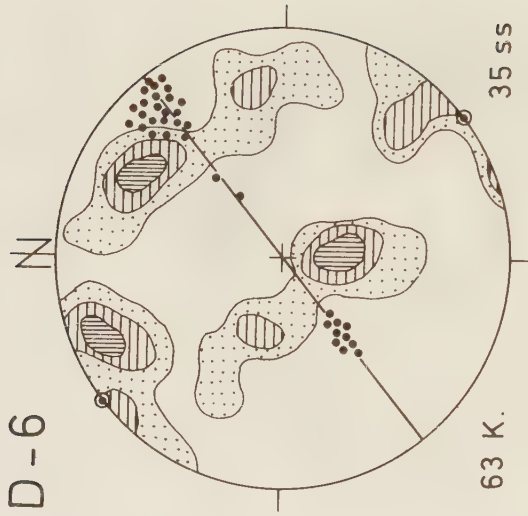


Abb. 30

Diagramm D-6: Sattel in den Nenita-Schichten östlich von Komi bei Lili-kas. (siehe dazu Abb. 60 und Legende Abb. 26, S. 164)

Im Küstenanschnitt östlich von Komi ist eine flache, annähernd symmetrische Mulde aufgeschlossen, deren Achse flach nach SW abtaucht (Abb. 31, D - 9). Deutlich ausgebildet sind hier ac- und bc-Flächen.

In der Straßenböschung nördlich von Patrika wurde eine weitere kleine Mulde untersucht (Abb. 32, D - 10). Sie ist ebenfalls gut symmetrisch, ihre Achse fällt flach nach NE ein. Auch hier sind ac- und bc-Flächen entwickelt, vorherrschend treten aber hk0-Flächen auf. Eine Störung ca. 10 m nördlich der Mulde liegt im Maximum der Kluftflächen (hk0) und streicht etwa E-W.

Den Falten können die Klüfte in den meisten Fällen gut zugeordnet werden. Demnach gehören offenbar beide tektonische Formen einen gemeinsamen Beanspruchungsplan an. Falten sind auch in den Nenita-Schichten nur lokal entwickelt. Beobachtungen bei Voltes (Abb. 59) lassen vermuten, daß diese Einengungs-Formen bei grabenartigen Einsenkungen längs schwach gegeneinander geneigter Störungsflächen entstanden sind. Diese Störungsflächen müßten dann annähernd gleiches Streichen wie die Faltenachsen zeigen. Wie aus den Diagrammen (D 2, D 3, D 5, D 6, D 9, D 10) hervorgeht und durch weitere Beobachtungen erhärtet werden konnte, streichen die Faltenachsen generell um NW und NE. Damit passen sie sich gut in das Bild der jungen Bruchtektonik ein (Abb. 21, Anl. 7). Welche der Richtungen früher angelegt wurde, oder ob sie in etwa gleich alt sind, kann nicht entschieden werden.

#### Alter und Charakter der jungen Bruchtektonik

Bei der Vielzahl der beobachteten Kluft- und Bruchrichtungen, gerade auch in den neogenen Sedimenten, ist es

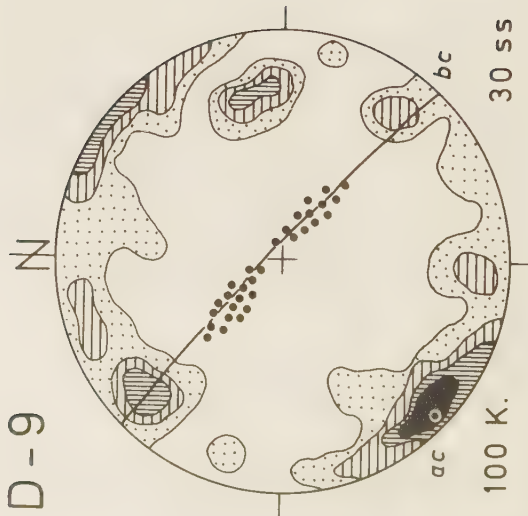


Abb. 31

Diagramm D-9: Kleine Mulde in den Nenita-Schichten im Küstenanschnitt östlich von Komí. (Legende siehe Abb. 26, S. 164)

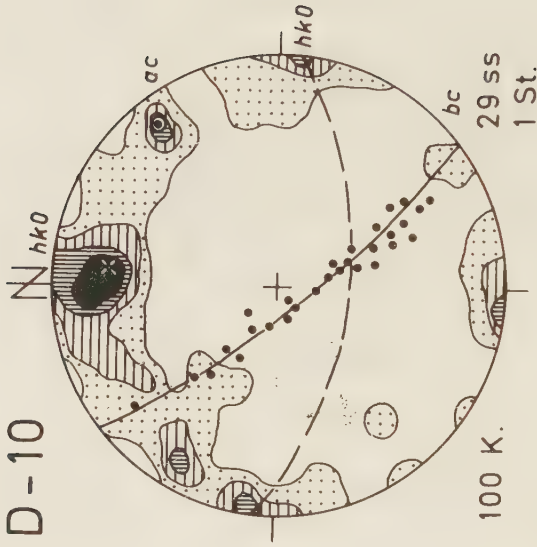


Abb. 32

Diagramm D-10: Kleine Mulde in den Nenita-Schichten im Straßenanschnitt nördlich von Patrika. (Legende siehe Abb. 26, S. 164)

sehr schwer, genauere Aussagen über das Alter einzelner Richtungen zu machen. Anhand der Beobachtungen in den neogenen Ablagerungen und mit Hilfe morphologischer Betrachtungen soll dies hier in schematischer Form versucht werden.

1. Um NNE- und NNW-streichende Richtungen werden als syn-orogen vorgeprägt und teilweise reaktiviert gedeutet:

Die Neogen-Sedimente sind in Südost-Chios längs eines generell NNE-streichenden Bruchrandes gegen das Grundgebirge abgesetzt. Die Bruchzone läßt sich, lokal vielfach versetzt, von Dafnonas bis in die Bucht von Komi verfolgen (Anl. 1). Vermutlich fanden an dieser Linie auch während des Neogens Bewegungen statt; mit Sicherheit jedoch in postneogener Zeit, wie die generell nach ESE verstellten und teilweise sogar überkippten Neogen-Sedimente erkennen lassen. Die jungen Vulkanite (Obermiozän und vermutlich Pleistozän) zwischen Komi-Emborios bis zum Südkap, liegen auf der Verlängerung dieser Linie.

NNE-streichende Klüfte, Abschiebungen und Flexuren finden sich überall im Neogen. Diese Richtung bildet in den Diagrammen meist kleinere Untermaxima.

NNW-streichende Klüfte sind im Neogen nur sehr selten zu beobachten. Morphologisch bedeutsam ist das Talgebiet von Komi über Vessa bis in die Bucht von Lithi, in dem auch neogene Sedimente liegen. Klare Bruchstrukturen konnten hier nicht gefunden werden. Mit Sicherheit ist das Tal aber schon im frühen Neogen angelegt worden. - Deutliche NNW-Klüftung zeigen die Latitandesit-Stöcke (vermutlich Pleistozän) bei Emborios und Dotia. Die jungen Erdbebenspalten im Gebiet nördlich von Tholopotami streichen ebenfalls in dieser Richtung.

2. Um NE- und NW-streichende Richtungen werden als post-orogen, vermutlich Plio-/Pleistozän gedeutet:

Diese Richtungen dominieren sowohl in den alpidisch gefalteten Gesteinen, als auch im Neogen. Sie sind morphologisch bestimmend für die Ausbildung der pleistozänen Kerbtäler ebenso wie für die Küstenlinien und lassen sich auch in den Tiefenlinien der Bathymetrischen Karte (GIERMANN & PFANNENSTIEL 1960) erkennen, worauf z. B. TIETZE (1969) schon hingewiesen hat. Faltenstrukturen, Flexuren und vor allem Verwerfungen und Klüfte streichen in diesen Richtungen. Vorherrschend sind Zerrungen (antithetische Abschiebungen, Zerrungsgräben mit Schollenabkippungen).

3. Um E-W-streichende Klüfte und Brüche sind nicht klar zuzuordnen:

Es gibt einerseits Hinweise, daß sie älter - vielleicht Miozän - sein müßten (synsedimentäre Rutschungen mit etwa E-W-Achsen) andererseits wurden E-W-Störungen beobachtet, die NE-Strukturen versetzten und deutlich jünger als diese sind.





D) Fototafeln

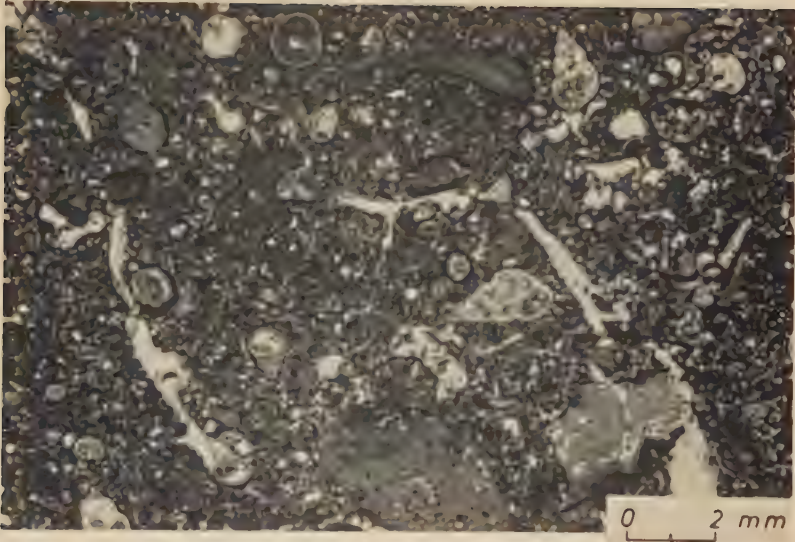


Abb. 33 Dünnschliff aus einem Dolomitmergel-Horizont der Thymiana-Schichten (Probe 66/101)

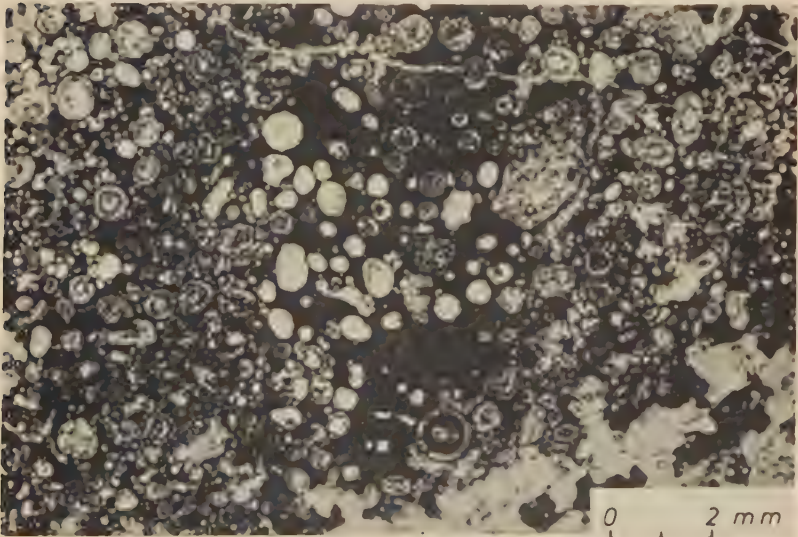


Abb. 34 Dünnschliff aus einem Dolomitmergel-Horizont der Thymiana-Schichten (Probe d-5)



Abb. 35 Handstück aus vererzten (Brauneisen), schluffigen Mergeln der Thymiana-Schichten

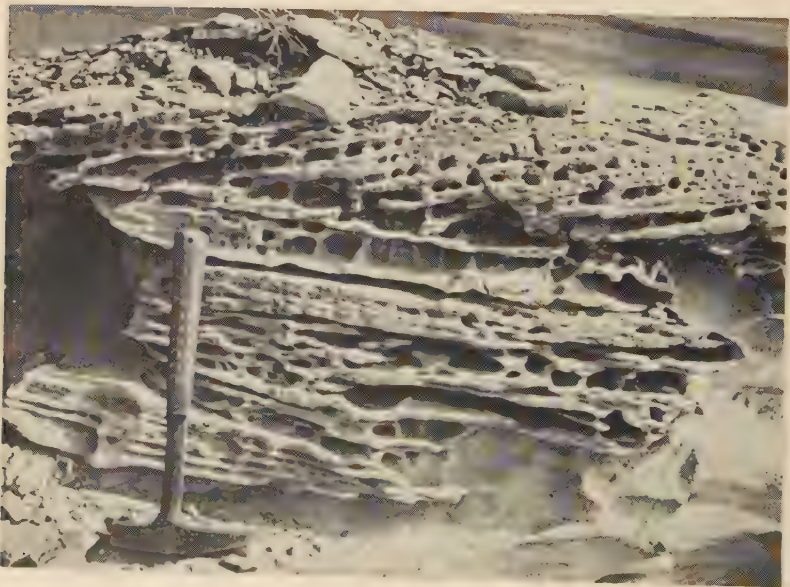


Abb. 36 Schrägschichtungskörper im sb-Horizont der Thymiana-Schichten nordöstlich von A. Ermioni

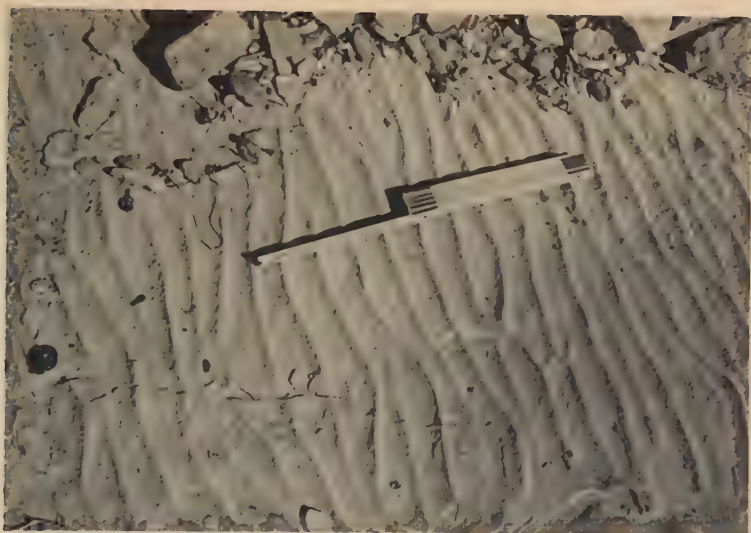


Abb. 37 Oszillationsrippeln im sb-Horizont der Thymiana-Schichten bei A. Ermioni

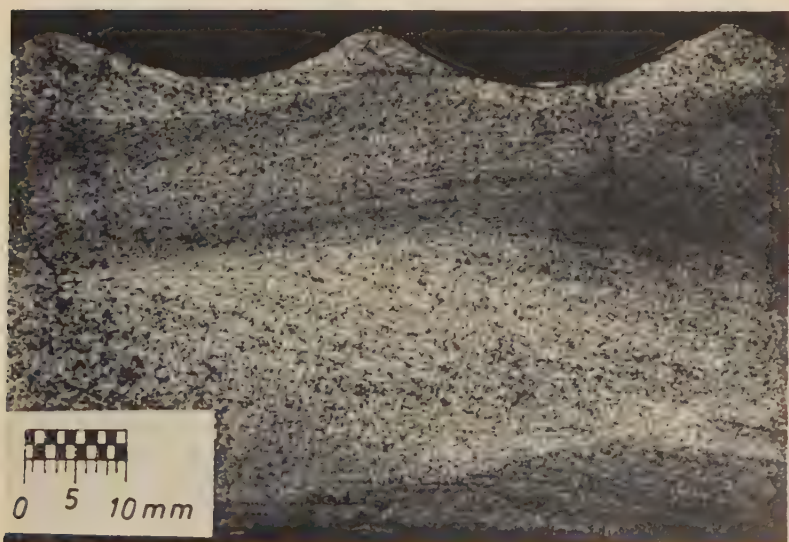


Abb. 38 Oszillationsrippeln der Abb. 37 im Anschliff



Abb. 39 Lebensspuren auf der Unterseite einer Feinsandsteinbank der Thymiana-Schichten

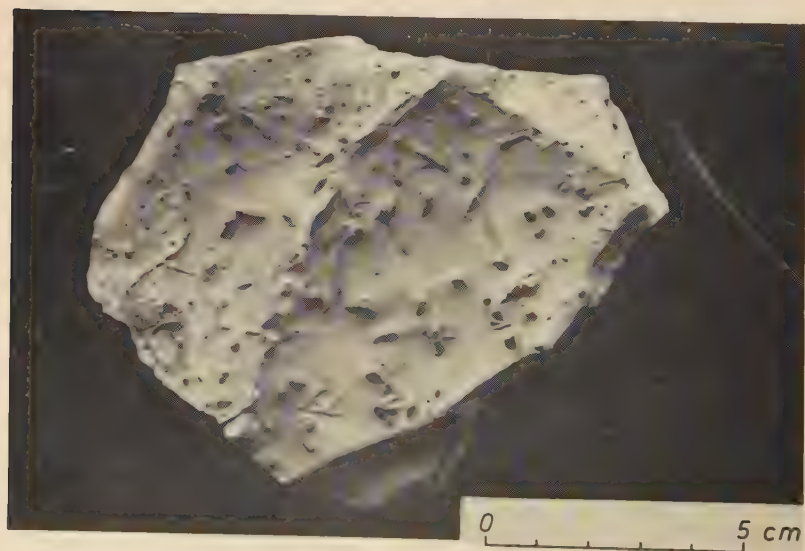


Abb. 40 Lebensspuren in einer Schluffbank der Thymiana-Schichten

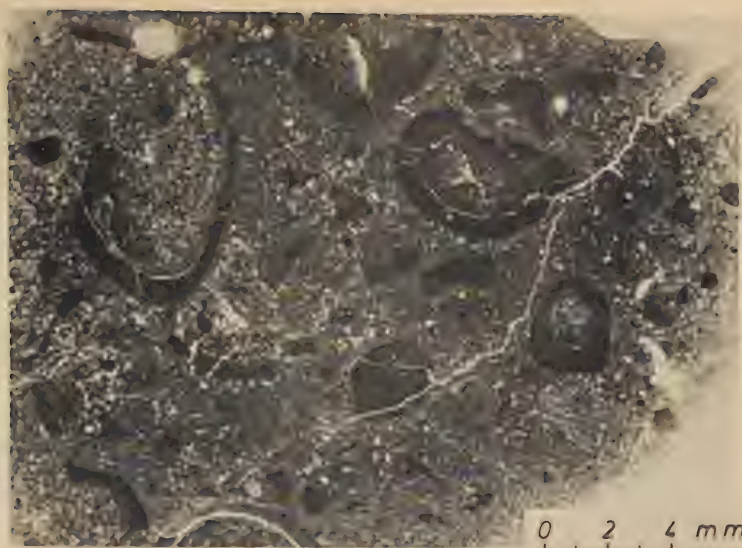


Abb. 41 Dünnschliff aus dem Dolomitmergel der Zyfia-Schichten (Probe 65/53)



Abb. 42 Anschliff einer Karbonatknolle aus roten Tonlagen der Keramaria-Schichten



Abb. 43 Unterkieferfragment - rechte Seite mit Molar -  
von *Mastodon angustidens* CUVIER aus den Kera-  
maria-Schichten



Abb. 44 Steinkerne von Insektenbauten aus den Keramaria-  
Schichten

Abb. 45

Anschnitt einer Karbonatbank der Nenita-Schichten mit verfüllten Trockenrissen



Abb. 46 Netzleisten an der Oberseite einer Karbonatbank der Nenita-Schichten



Abb. 47 Hornsteinknolle mit eingekieselten Gastropoden aus den Nenita-Schichten



Abb. 48 Anschliff einer Hornsteinknolle aus den Nenita-Schichten mit Schilffresten



Abb. 49 Dünnschliff eines verkieselten Onkoliths aus den Nenita-Schichten (Probe Ne-05/10)

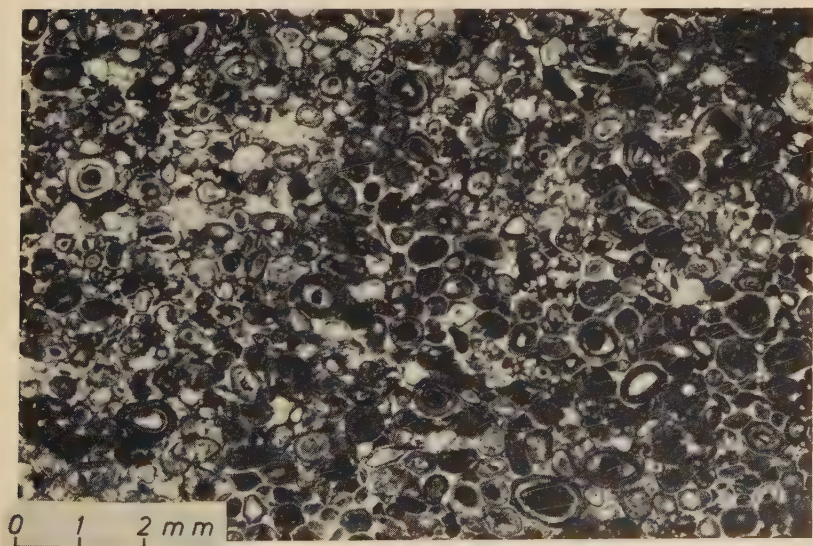


Abb. 50 Dünnschliff eines verkieselten Onkoliths aus den Nenita-Schichten (Probe Ne-04/8)

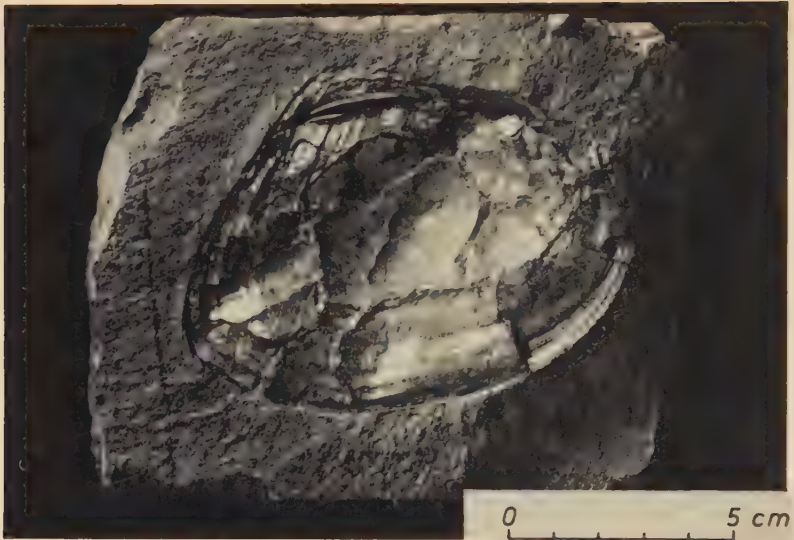


Abb. 51 *Cristaria mediterranea* (SCHÜTT & BESENECKER 1973) aus den Mergeln der Nenita-Schichten



Abb. 52 Lebensspuren auf der Oberseite einer Karbonatbank der Nenita-Schichten



Abb. 53 Gewölbestruktur und Querklüftung im Rhyolith  
(Vorkommen 12) in der Nähe von Kap Oura



Abb. 54 Fließgefüge im Rhyolith des Vorkommens 12

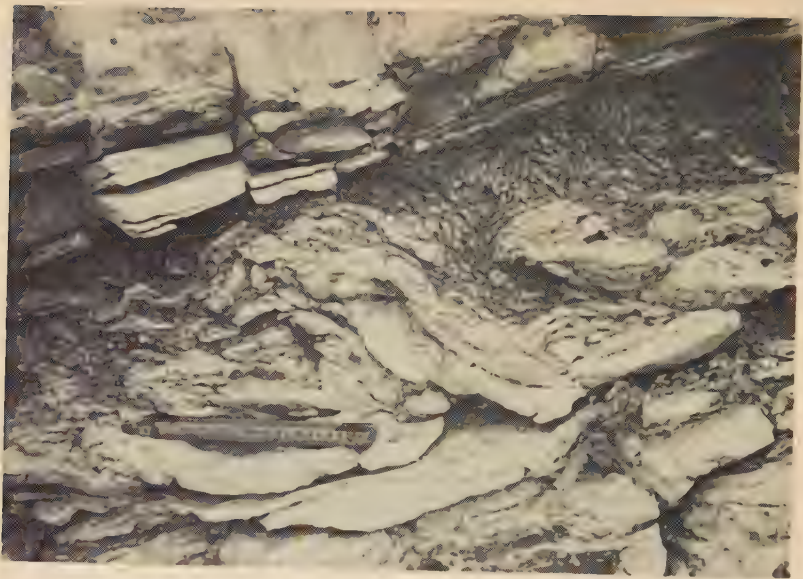


Abb. 55 Rutschfalten in Mergeln der Nenita-Schichten  
bei Voltes östlich von Kallimasia



Abb. 56 Synsedimentär verfüllte Spalte in den Nenita-  
Schichten östlich von Komi



Abb. 57

Klüftung in einer  
Mergelbank der Ne-  
nita-Schichten:  
Streichen der Klüf-  
te NE und NW



Abb. 58 Schleppfalte in den Nenita-Schichten westlich  
von Kap A. Agridion



Abb. 59 Sattel- und Muldenstruktur (siehe Gefügediagramme D-2 und D-3 im Text) in den Nenita-Schichten bei Voltes

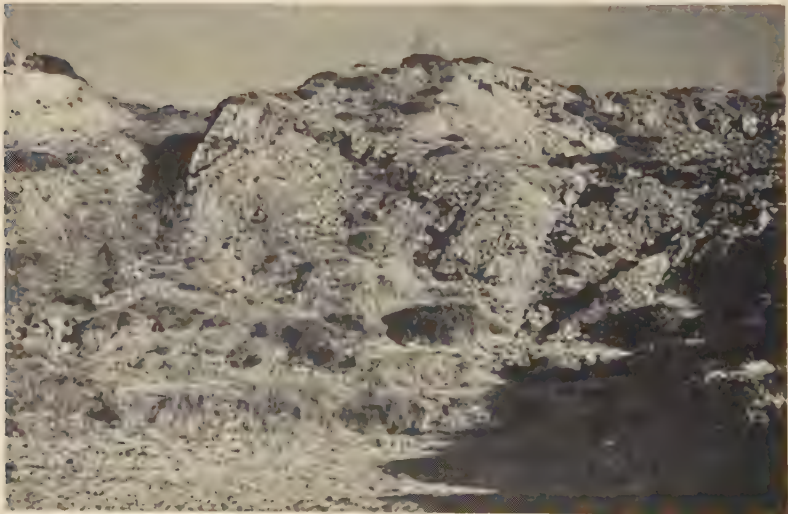


Abb. 60 Sattel- und Muldenstruktur (siehe Gefügediagramme D-6 und D-5 im Text) in den Nenita-Schichten östlich von Komi

#### IV. L I T E R A T U R

- ABEL, O.: Lebensbilder aus der Tierwelt der Vorzeit.- 643 S., 507 Abb., Jena 1922.
- : Vorzeitliche Lebensspuren.- 644 S., 530 Abb., Jena 1935.
- BANNERT, D.: Luftbildkartierung des Lineationsnetzes vom Ries.- *Geologica Bavarica* 61: 379 - 384, 4 Abb., 1 Taf., München 1969.
- BECKER-PLATEN, J. D.: Lithostratigraphische Untersuchungen im Känozoikum Südwest-Anatoliens (Türkei). (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 2.).- *Beih. Geol. Jb.* 97, 244 S., Hannover 1970.
- BENDA, L.: Principles of the palynologic subdivision of the Turkish Neogene (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 3.).- *Newsl. Stratigr.* 1, 3: 23 - 26, Leiden 1971.
- : Grundzüge einer pollenanalytischen Gliederung des türkischen Jungtertiärs (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 4.).- *Beih. Geol. Jb.* 113, 46 S., Hannover 1971.
- BERG, D. E.: Krokodile als Klimazeugen.- *Geol. Rdsch.* 54: 328 - 333, 1 Abb., Stuttgart 1965.
- BERGER, W.: Die jungtertiären Floren des Wiener Beckens und ihre Bedeutung für die Paläoklimatologie und Stratigraphie.- *Berg- u. Hüttenm. Mh.* 97, 7: 125 - 127, Wien 1952.
- : Jungtertiäre Pflanzenreste aus dem Gebiete der Ägäis (Lemnos, Thessaloniki).- *Ann. géol. Pays helléniques* 5: 34 - 64. 27 Abb., 3 Taf., Athen 1953.
- BESENECKER, H.; DÜRR, St.; HERGET, G.; JACOBSHAGEN, V.; KAUFFMANN, G.; LÜDTKE, G.; ROTH, W. & TIETZE, K.-W.: Geologie von Chios (Ägäis).- *Geologica et Palaeontologica* 2: 121 - 150, 25 Abb., 2 Taf., Marburg 1968.
- : Das Neogen von Südost-Chios (Ägäis).- (Lithologie, Stratigraphie und Paläogeographie).- unveröff. Diplomarbeit, 124 S., 50 Abb., Marburg/Lahn 1970.

- ; DÜRR, St.; HERGET, G.; KAUFFMANN, G.; LÜDTKE, G.; ROTH, W. & TIETZE, K.-W.: Geological Map of Greece, Chios sheet (2 parts) 1 : 50 000.- published by: Institute for Geology and Subsurface Research, Athens 1971.
  - ; SPITZENBERGER, F. & STORCH, G.: Eine holozäne Kleinsäuger - Fauna von der Insel Chios, Ägäis (Mammalia: Insectivora, Rodentia).- Senckenbergiana biol. 53 (3/4): 145 - 177, Frankfurt/M. 1972.
  - & PICHLER, H.: Die jungen Vulkanite der Insel Chios (östliche Ägäis, Griechenland).- Geol. Jb., D 9: 41 - 65, 6 Abb., 1 Tab., Hannover 1974.
  - & SYMEONIDIS, N. K.: Der erste Säugetierfund aus dem Neogen der griechischen Insel Psara (Ostägäis).- Ann. géol. Pays helléniques 26: 109 - 117, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Athen 1974.
- BIEDERMANN, G.: Mastodon angustidens CUVIER.- Abh. schweiz. paläont. Ges. 3: 1 - 7, Zürich 1876.
- BRINKMANN, R.: Gerichtete Gefüge in klastischen Sedimenten.- Geol. Rdsch. 43: 562 - 568, 4 Abb., Stuttgart 1955.
- DEGENS, E. T.: Die Diagenese und ihre Auswirkungen auf den Chemismus von Sedimenten.- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1959: 72 - 84, Stuttgart 1959.
- DUANE, D. B.: Significance of Skewness in recent sediments, Western Pamlico Sound, North Carolina.- J. Sed. Petrol. 34: 864 - 874. 5 Abb., Tulsa 1964.
- DUFF, P.; HALLAM, A. & WALTON, A. K.: Cyclic Sedimentation.- Developments in sedimentology 10: 280 S., Amsterdam (Elsevier) 1967.
- EINSELE, G.: Schrägschichtung im Raumbild und einfache Bestimmungen der Schüttungsrichtung.- N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1960: 546 - 559, 6 Abb., 1 Tab., Stuttgart 1960.
- FALKE, H.: Sedimentationszyklen im pfälzischen Rotliegenden.- Z. dt. geol. Ges. 103 (1951): 115 - 116, Hannover 1952.
- : Die Rotsedimentation im Saar-Pfälzischen Rotliegenden.- Geol. Rdsch. 43: 350 - 351, Stuttgart 1955.
- FIEGE, K.: Sedimentationszyklen und Epirogenese.- Z. dt. geol. Ges. 103 (1951): 17 - 22, Hannover 1952.
- FOLK, R. L. & WARD, W. C.: Brazos river bar: A study in the significance of grain-size parameters.- J. Sed. Petrol. 27: 3 - 26, 19 Abb., Tulsa 1957.

- : A review of grain-size parameters.- Sedimentology 6: 73 - 93, 1 Abb., 3 Tab., Amsterdam 1966.
- FRIEDMAN, G. M.: Distinction between dune, beach and river sands from their textural characteristics.- J. Sed. Petrol. 31: 514 - 529, 8 Abb., 2 Ta., Tulsa 1961.
- : Dynamics processes and statistical parameters compared for size frequency distribution of beach and river sands.- J. Sed. Petrol. 37: 327 - 354, 19 Abb., Tulsa 1967.
- GIERMANN, G. & PFANNENSTIEL, M.: Erläuterungen zu den bathymetrischen Karten des östlichen Mittelmeeres.- Bull. Inst. océanographique 57, 1192: 1 - 60, 5 Karten 1 : 768 450, Monaco 1960.
- GRIPP, K.: Kritik und Beitrag zur Frage der Entstehung der Kreide-Feuersteine.- Geol. Rdsch. 42: 248 - 262, 4 Abb., 1 Ta., Stuttgart 1954.
- HAAS, O.: Zur Definition des Begriffs "Lebensspuren".- N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1954: 379. Stuttgart 1955.
- HÄNTZSCHEL, W.: Lebensspuren als Kennzeichen des Sedimentationsraumes.- Geol. Rdsch. 43: 551 - 562, 1 Abb., Stuttgart 1955.
- HERGET, G. & ROTH, W.: Stratigraphie des Paläozoikums im Nordwest-Teil der Insel Chios (Ägäis).- N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 131: 46 - 71, 7 Abb., 3 Tab., Stuttgart 1968.
- : Die Geologie von Nord-Chios (Ägäis).- Diss. Marburg 1968, 206 S., 72 Abb., 3 Tab., 3 Taf., Marburg 1969.
- ILLIES, H.: Die Schrägschichtung in fluviatilen und litoralen Sedimenten, ihre Ursachen, Messung und Auswertung.- Mitt. Geol. Staatsinst. Hamburg 19: 89 - 109, 4 Abb., 3 Taf., Hamburg 1949.
- : Zur Entstehung der Kreide-Feuersteine.- Geol. Rdsch. 42: 262 - 264, Stuttgart 1954.
- KALAFATCIOGLU, A.: A geological study in the Karaburun Peninsula.- Bull. MTA 56: 40 - 49, 5 Abb., Ankara 1961.
- KAUFFMANN, G.: Die Geologie von Nordost-Chios (Ägäis).- Diss. Marburg, 213 S., 50 Abb., 2 Tab., 4 Beil., Marburg 1969.

- KÖSTER, E.: Granulometrische und morphometrische Maßmethoden an Mineralkörnern, Steinen und sonstigen Stoffen.- 336 S., 109 Abb., 68 Tab., Stuttgart (Enke) 1964.
- KREATSAS, K. G.: The Neogen of the SE-Region of the Island of Chios (Greece).- Bull. Geol. Soc. Greece 5 (1963-64): 17 S., 4 Abb., 6 Taf., Athen 1963.
- KTENAS, K. A.: Les îles de Psara et d' Antipsara.- C. R. somm. Soc. géol. France, Bull. 21, ser. IV: 170 - 172, Paris 1921.
- : Contribution à l'étude géologique de la presque île d'Erythrée (Asie Mineure).- Annuaire scient. Fac. Sci. Athènes 1 (1925): 1 - 57, 2 Abb., 7 Taf., Athen 1925 (neugriechisch).
- : Rapport sur les recherches géologiques effectuées à l'île de Chio pendant l'été 1927.- Prakt. Acad. Athenon 3: 702 - 715, 1 Abb., Athen 1928 (neugriechisch).
- : Sur le volcan de Psathoura. Les laves andésitiques à facies basaltique de la Mer Egée septentrionale.- Prakt. Acad. Athenon 3, 1928: 226 - 249, 4 Abb., 3 Taf., 1 Kte., 3 Tab., Athen 1928 (a).
- : Sur la présence des laves alcalines dans la Mer Egée septentrionale.- C. R. hebdom., Acad. Sci., 186, (24): 1631 - 1633, Paris 1928 (b).
- LIST, F. K.: Quantitative Erfassung von Kluftnetz und Entwässerungsnetz aus dem Luftbild.- Bildmessung und Luftbildwesen 1969/4: 134 - 140, 4 Abb., Karlsruhe 1969.
- LÜDTKE, G.: Die Geologie von Südwest-Chios (Ägäis).- Diss. Marburg, 161 S., 36 Abb., 2 Tab., 3 Beil., Marburg 1969.
- LÜTTIG, G.: Die nichtmarinen "Neogen"-Becken im Mittelmeerraum und ihre Bedeutung für die Stratigraphie.- Comm. mediter. Neogene Stratigr., Proc. 3 rd Sess. Berne 1964, S. 148 - 157, 2 Abb., Leiden 1966.
- : Stand und Möglichkeiten der Braunkohlen-Prospektion in der Türkei (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei 1.).- Geol. Jb. 85: 585 - 604, 1 Taf., Hannover 1968.
- LUTZ, A.-K.: Jungtertiäre Süßwasser-Ostracoden aus Süddeutschland.- Geol. Jb. 82: 271 - 330, 30 Abb., 1 Taf., Hannover 1965.

- MÄDLER, K.: Zur Taxionomie der tertiären Charophyten.-  
Geol. Jb. 70: 265 - 328, 4 Taf., 3 Tab., Hannover  
1955.
- MASON, C.C. & FOLK, R. L.: Differentiation of beach, dune  
and aeolian flat environments by size analysis,  
Mustang Island, Texas.- J. Sed. Petrol. 28: 211 -  
226, 11 Abb., Tulsa 1958.
- MELENTIS, J. K. & TOBIEN, H.: Paläontologische Ausgrabun-  
gen auf der Insel Chios (eine vorläufige Mitteilung).-  
Prakt. Acad. Athenou 42: 147 - 152, 1 Abb., Athen 1967.
- MÜLLER, G.: Methoden der Sedimentuntersuchung.- 303 S.,  
Stuttgart (Schweizerbart) 1964.
- PAECKELMANN, W.: Ergebnisse einer Reise nach der Insel Chios.-  
Z. dt. geol. Ges. 91: 341 - 376, 8 Abb., 2 Taf.,  
Berlin 1939.
- RAPP, A.: Über die Entwicklung der Ägäis im Jungtertiär.-  
Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien 155: 243 - 279,  
1 Abb., 6 Ta., Wien 1947.
- : Tertiär, 1. Teil: Grunzüge regionaler Stratigraphie.-  
Handb. stratigr. Geol. 3, 1: 1 - 411, 89 Abb.,  
63 Tab., Stuttgart 1959.
- PARASKEVAIDIS, I.: Eine obermiozäne Fauna von Chios.- N. Jb.  
Mineral. etc., Beil.-Bd. 83: 363 - 442, 12 Abb.,  
4 Taf., 1 Beil., Stuttgart 1940.
- : Zwei Schildkrötenreste aus dem Obermiozän von  
Chios.- Ann. géol. Pays helléniques 6: 133 - 141,  
2 Taf., Athen 1955.
- PARASKEVOPOULOS, G. M.: Über den Chemismus und die provin-  
zialen Verhältnisse der tertiären und quartären  
Ergußgesteine des ägäischen Raumes und der benach-  
barten Gebiete.- Tscherms. mineral. petrogr. Mitt.,  
6 (1956/58): 13 - 72, Wien 1956.
- PARK, Won-Choon & SCHOT, E. H.: Stylolitization in Carbonate  
Rocks.- In MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. (Hrsg.):  
Recent developments in carbonate sedimentology in  
Central Europe.- 66 - 74, 2 Abb., Springer-Verlag  
1968.
- PFANNENSTIEL, M.: Die Schwankungen des Mittelmeerspiegels  
als Folge der Eiszeiten.- Veröff. d. Albert-Ludwigs-  
Univ. und d. Wiss. Ges. Freiburg i. Br., N. F. H.  
18: 15 S., Freiburg 1954.

- PHILIPPSON, A.: Beiträge zur Kenntnis der griechischen Inselwelt.- Petermanns geogr. Mitt., Ergänz. H. 134: 71 - 82. 4 Taf., Gotha 1901.
- : Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. 2. Jonien und das westliche Lydien.- Petermanns geogr. Mitt., Ergänz. H. 172: 1 - 100, 9 Taf., 1 geol. Kte 1 : 300 000, Gotha 1911.
- : Reisen und Forschungen im westlichen Kleinasien. 5. Karien südlich des Mäander und das westliche Lydien.- Petermanns geogr. Mitt., Erg. H. 183: 1 - 158, 6 Abb., 8 Taf., 1 Kte., Gotha 1915.
- : Die griechischen Landschaften. 4. Das Aegaeische Meer und seine Inseln.- 412 S., 5 Kten., Frankfurt/M. (Klostermann) 1959.
- PICARD, K.: Zur Auswertung der Kreuzschichtung in fluvialen Sedimenten.- Geol. Rdsch. 41: 268 - 276, 6 Abb., Stuttgart 1953.
- PICHLER, H. & STENGELIN, R.: Petrochemische und nomenklatorische Revision der Vulkanite des süd-ägäischen Raumes (Griechenland).- Geol. Rdsch., 57, 3: 795 - 810, Stuttgart 1968.
- ; GÜNTHER, D. & KUSSMAUL, S.: Inselbildung und Magmen-Genese im Santorin-Archipel.- Naturwissenschaften 59: 188 - 197, Springer-Verlag 1972.
- & KUSSMAUL, S.: The Calc-Alkaline Volcanic Rocks of the Santorini Group (Aegean Sea, Greece).- N. Jb. Miner. Abh. 116, 3: 268 - 307, Stuttgart 1972.
- RECK, H. & DIETRICH, W. O.: Ein Beitrag zur Altersfrage der Hegau-Basalt-Vulkane.- Zbl. Mineral., Geol. Paläont., 1922: 139 - 148, Stuttgart 1922.
- REEVES, C. C. jr.: Introduction to Paleolimnology.- Developments in Sedimentology 11: 228 S., 124 Abb., 22 Tab., Amsterdam (Elsevier) 1968.
- REINECK, H.-E. & WUNDERLICH, F.: Zur Unterscheidung von asymmetrischen Oszillationsrippeln und Strömungsrippeln.- Senckenbergiana lethaea 49: 321 - 345, 1 Taf., 18 Abb., Frankfurt 1968.
- RENN, C.; LIATSIKAS, N. & PARASKEVAIDIS, I.: Geologic Map of Greece, 1 : 500 000.- Inst. Geol. Subsurf. Research Athens, Athen 1954.

- ROSENFELD, U.: Lithostratigraphische Untersuchungen in Sandstein-Folgen I: Einige Arbeitsmethoden.- N. Jb. Mh. 1966: 352 - 373, 6 Abb., Stuttgart 1966.
- ROTH, W.: Geologie von Nordwest-Chios (Ägäis).- Diss. Marburg, 88 S., 26 Abb., 2 Tab., Marburg 1968.
- RUTTE, E.: Kalkkrusten in Spanien.- N. J. Abh. 106: 1958.
- : Schlundzähne von Süßwasserfischen.- Paleontographica 120(A): 165 - 212, 8 Abb., 9 Taf., 2 Tab., Stuttgart 1962.
- SAUER, E. & SCHREMMER, F.: Fossile Insekten-Bauten aus dem Tertiär des Hegau (S-Deutschland).- Senckenbergiana lethaea 50: 1 - 19, 2 Taf., Frankfurt 1969.
- SCHLESINGER, G.: Die stratigraphische Bedeutung der europäischen Mastodonten.- Mitt. geol. Ges. Wien 11: 129 - 166, Wien 1919.
- : Die Mastodonten der Budapester Sammlungen.- Geol. Hungar. 2, fasc. 1: 1 - 284, Budapest 1922.
- SCHÖTTLE, M. & MÜLLER, G.: Recent carbonate sedimentation in the Gnadensee (Lake Constance), Germany.- In MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G. M. (Hrsg): Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe.- 148 - 156, 5 Abb., Springer-Verlag 1968.
- SCHÜTT, H. & BESENECKER, H.: Eine Molluskenfauna aus dem Neogen von Chios (Ägäis).- Arch. Moll. 103 (1/3): 1-29, 2 Abb., 2 Taf., Frankfurt/M. 1973.
- SEIBOLD, E.: Chemische Untersuchung zur Kalk-Mergel-Sedimentation.- Geol. Rdsch. 40: 284, Stuttgart 1952.
- SICKENBERG, O. & TOBIEN, H.: New Neogene and Lower Quaternary vertebrate faunas in Turkey (Känozoikum und Braunkohlen der Türkei. 3.).- Newsl. Stratigr. 1, 3: 51 - 61, Leiden 1971.
- SIEBERG, A.: Untersuchungen über Erdbeben und Bruchschollenbau im östlichen Mittelmeergebiet.- Denkschr. mediz.-naturw. Ges., 18: 161 - 273, 65 Abb., 2 Ktn., Jena 1932.
- SINDOWSKI, K.-H.: Die Synoptische Methode des Kornkurven-Vergleichs zur Ausbeutung fossiler Sedimentationsräume.- Geol. Jb. 73: 235 - 275, 68 Abb., Hannover 1957.

- SPRATT, T.: Observations on the Geology of the Southern Part of the Gulf of Smyrna and the Promontory of Karabournou.- Quart. J. geol. Soc. London 1: 156 - 164, 6 Abb., 1 Kte., London 1845.
- STEFFENS, P.: Bericht über Geländeaufnahmen Nr. 113: Befahrungen in den Becken von Cumaovasi und Urla.- 7 S. Köln 1969, in: GOLD, O. Abschlußber. Türkei 1969.
- STEFFENS, P.: Remarks on the Upper Cenozoic of West Anatolia.- Newsl. Stratigr. 1, 3: 47 - 50, Leiden 1971.
- STEINER, W.: Zyklen und Rhythmen in der Sedimentation - eine terminologische Betrachtung.- Geologie 15: 496 - 502, 1 Abb., Berlin 1966.
- TELLER, F.: Geologische Beobachtungen auf der Insel Chios.- Denkschr. Akad. Wiss. Wien. Math.- Naturw. Kl. 40: 340 - 356, 1 Abb., 1 geol Kte., Wien 1880.
- THENIUS, E.: Tertiär. 2. Teil: Wirbeltierfaunen.- Handb. stratigr. Geol. 3, 2: 1 - 328, 12 Abb., 10 Taf., 32 Tab., Stuttgart 1959.
- TIETZE, K.-W.: Geologie von Mittel-Chios (Ägäis).- Diss. Marburg, 145 S., 37 Abb., 2 Taf., 3 Beil., Marburg 1969.
- TOBIEN, H.: Paläontologische Ausgrabungen nach jungtertiären Wirbeltieren auf der Insel Chios (Griechenland) und bei Maragheh (NW-Iran).- Jahrbuch der Vereinigung "Freunde der Univ. Mainz" 1968: 51 - 58, 7 Abb., Mainz 1968.
- : Wirbeltiergrabungen im Miozän der Insel Chios (Ägäis). (Zweite vorläufige Mitteilung).- Prakt. Acad. Athenou 43, Athen 1969.
- VACEK, M.: Über neue Funde von Mastodon.- Verh. geol. Reichsanst. 1883: 94 - 95, Wien 1883.
- WALGER, E.: Zur Darstellung von Korngrößenverteilungen.- Geol. Rdsch. 54: 976 - 1002, 11 Abb., Stuttgart 1965.
- WEILER, W.: Die Otolithen aus dem Jungtertiär Süd-Rumäniens. 2. Mittel-Miozän, Torton, Buglow und Sarmat.- Senckenbergiana 31: 209 - 258, 12 Taf., Frankfurt/M 1950.
- WENTWORTH, C. K.: A scale of grade and class terms for classifying sediments.- J. Geol., 30: 377 - 392, 1922.

WIRTZ, D.: Beobachtungen zur jüngeren geologischen Entwicklung Anatoliens. (Beispiele aus der Ägäis und Zentralanatolien).- Geol. Jb. 76: 325 - 334, 2 Abb., Hannover 1959.

WOLDSTEDT, P.: Das Eiszeitalter.- II. Band: Die Mittelmeerländer III, S. 340 - 356, Enke Verlag, Stuttgart 1958.

WURSTER, P.: Geometrie und Geologie von Kreuzschichtungskörpern.- Geol. Rdsch. 47: 322 - 359, 27 Abb., Stuttgart 1958.

## Verzeichnis der Anlagen

- Anl. 1    Übersichtskarte der Insel Chios mit der Verbreitung von neogenen und quartären Gesteinen.
- Anl. 2    Übersichtskarte von Südost-Chios mit der Verbreitung neogener und quartärer Gesteine und der Lage der Schichtenprofile der Anl. 4 und 5 sowie Abb. 3 und 7.
- Anl. 3    Schichtenprofile der Thymiana-Schichten (Th1 - Th 14).
- Anl. 4    Schichtenprofile der Zyfia- und Keramaria-Schichten (Tu 1 - Tu 6).
- Anl. 5    Schichtenprofile der Nenita-Schichten.
- Anl. 6    Lagenkugeldiagramme von Schrägschichtungsflächen aus den Zyfia-Schichten (S 1 - S 9).
- Anl. 7    Luftbildinterpretation im Bereich der neogenen Sedimente von Südost-Chios.
- Anl. 8    Tektonische Meßdaten in dem in Anl. 7 dargestellten Bereich.

## Lebenslauf

Am 26. Aug. 1940 wurde ich, Horst Besenecker als Sohn des Schreinermeisters Hans Besenecker und seiner Ehefrau Emma, geb. Friedmann, in Neuendettelsau geboren.

Von 1946 bis 1951 besuchte ich die Volksschule in Neuendettelsau und von 1951 bis 1960 die Oberrealschule in Ansbach. Die Reifeprüfung legte ich dort am 13. Juni 1960 ab. Danach wurde ich zum Grundwehrdienst eingezogen.

Im Sommer-Semester 1962 begann ich an der Universität Marburg mit dem Studium der Germanistik. Im Winter-Semester 1962 nahm ich in Marburg das Studium der Geologie auf. Die Diplom-Vorprüfung bestand ich am 26. Okt. 1964. Während des Winter-Semesters 1964/65 studierte ich in München, anschließend vom Sommer-Semester 1965 bis Winter-Semester 1970 wieder in Marburg. Das Diplom-Zeugnis erhielt ich am 31. Juli 1970 in Marburg.

Seit 1. Sept. 1970 bin ich als Wissenschaftlicher Mitarbeiter (DFG-Forschungsprogramm) an der Freien Universität Berlin tätig.

Meine akademischen Lehrer waren die Herren Professoren und Dozenten:

ANDERSON, BREHLER, DIMROTH, DRAWERT, FRICKE, GUNZERT, HELLNER, HUCKRIEDE, JACOBSHAGEN, KESSEL, KOCKEL, LESCHIK, LINDSTRÖM, LOHSE, MAHR, MARSAL, PFEIL, PRINZ, SEIDEL, Wo. SCHMIDT, TRUNKO, UDLUFT, VORTISCH, WALCHER, WALLISER, ZEDLITZ in Marburg/Lahn, ANGENHEISTER, BARTHEL, DEHM, G. FISCHER, FÖRTSCH, GIESE, HAGN, JUNG, MAUCHER, SCHMIDT-THOMÉ in München, und E. FLÜGEL in Darmstadt.



ANLAGE 1

